





ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР

ГЕОЛОГИЯ
СССР



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1963

<http://Jaraassic.ru/>

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ II
АРХАНГЕЛЬСКАЯ,
ВОЛОГОДСКАЯ ОБЛАСТИ
И КОМИ АССР

•

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор *А. И. Зоричева*

Соредактор *С. Н. Волков*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1963

<http://Jaraassic.ru/>

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»**

АЛИ-ЗАДЕ А. А.
АССОВСКИЙ А. Н.
БАРАТОВ Р. Б.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
(Зам. главного редактора)
БЕЛОУСОВ В. В.
БОГДАНОВ А. А.
ГОРСКИЙ И. И.
ДВАЛИ М. Ф.
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕРШОВ А. Д.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
ЛУКАШОВ К. И.
МАГАКБЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(Зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРИНОВ Н. А.
МАРКОВ Ф. Г.

МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(Зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
САТПАЕВ К. И.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВ А. И.
СИДОРЕНКО А. В.
(Главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
СПРИНГИС К. Я.
ТРОФИМУК А. А.
ХАМРАБАЕВ И. Х.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕРБАКОВ Д. И.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК Б. А.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



ВВЕДЕНИЕ

Второй том «Геологии СССР» содержит описание геологического строения Архангельской, Вологодской областей и Коми АССР. Эта территория входит в состав РСФСР и располагается на севере и северо-востоке Европейской части СССР. На западе она граничит с Карельской АССР, на севере омывается водами трех морей — Белого, Баренцева и Печорского, на востоке ее границами являются Ямало-Ненецкий и Ханты-Мансийский национальные округа, а на юге — Пермская, Кировская, Костромская, Ярославская, Калининская, Новгородская и Ленинградская области (рис. 1).

Географическое положение этой огромной, занимающей около 1,150 тыс. км², площади определяется примерно следующими координатами: 58° 30'—68° 30' с. ш. и 34° 30'—66° 00' в. д.

Геологическое строение этой территории неоднородно. В нее входят такие области, как Север Русской платформы, Канино-Тиманское складчатое сооружение, обширная Печорская депрессия и западный склон Полярного и Приполярного Урала.

На западе часть восточного склона Балтийского щита (в пределах Архангельской области) сложена архейскими и протерозойскими образованиями.

Север Русской платформы между выходами кристаллических пород докембрия на западе и Тиманом на востоке является областью развития мощного осадочного чехла (до 3000 м мощности) палеозоя и мезозоя, повсюду перекрытого ледниковыми образованиями.

Основные структуры Канина и Тимана сложены дислоцированными метаморфическими толщами протерозоя и раннего палеозоя геосинклинального происхождения. Вдоль полосы выходов метаморфических сланцев Тимана развиты позднейшие осадочные толщи палеозоя платформенного типа, отражающие послекаледонский, платформенный этап развития Тимана.

К северо-востоку от Тимана располагается Печорская синеклиза, простирающаяся до восточной окраины Печорской гряды. Это область погружения тиманских палеозойских структур и развития главным образом мезозойских и четвертичных образований.

На крайнем востоке протягивается Горный Урал, сложенный в центральной части метаморфическими сланцами нижнепалеозойского и частью протерозойского возраста, прорванных интрузиями кислых и основных пород.

Западнее идет увалистая полоса Урала, в пределах которой развиты палеонтологически охарактеризованные отложения от ордовика до перми включительно, с фациями, характерными для передовых прогибов.

В пределах Предуральского краевого прогиба сложная тектоническая структура гряды Чернышева отделяет Шугорско-Ильчскую впадину от Печорского угленосного бассейна, где развиты мощные толщи угленосных формаций, типичных для герцинских краевых прогибов. В строении складчатой области Пай-Хоя принимают участие породы от кембрийского до пермского возраста включительно.

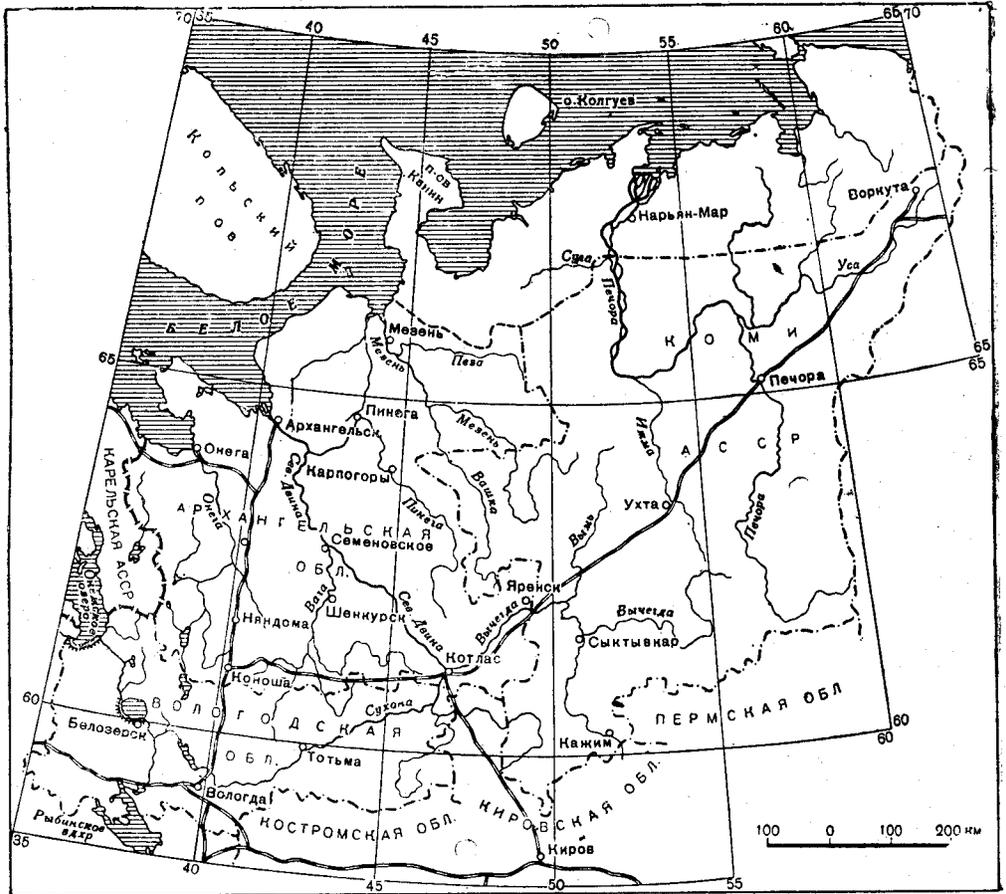


Рис. 1. Обзорная карта административного деления Севера СССР

Данные глубокого бурения и геофизических работ, проводившихся в больших масштабах за последнее десятилетие, внесли много нового и интересного в наши познания геологического строения и структур областей с глубоко погруженным кристаллическим фундаментом. Одним из решений важных вопросов стратиграфии палеозоя и формирования каледонских структур выдвинулось установление повсеместного распространения кембрия на Севере Русской платформы. Установлено отсутствие в некоторых районах Севера отложений девона и нижнего карбона, что является весьма существенным аргументом при оценке перспектив нефтегазоносности этих районов.

За последние годы в северной части Печорской депрессии установлено широкое развитие мощных толщ юры и нижнего мела, а также

мощного континентального триаса в бассейне р. Печоры. Большой фактический материал детальных геологических съемок, структурно-картировочного и поискового бурения дал возможность уточнить целый ряд вопросов стратиграфии и тектоники палеозоя Тимана и Печорского Урала. Однако на Севере все еще остаются огромные пространства, где неизвестны отложения, залегающие под мощным покровом четвертичных осадков.

Многие важные вопросы стратиграфии и тектоники еще ждут своего разрешения. К ним относятся такие проблемы, как вопрос о распространении, возрасте и фациях отложений девона и нижнего карбона на крайнем севере Русской платформы; неизвестны соотношения платформенных фаций кембрия с геосинклинальными Тимана; сугубо дискуссионна трактовка стратиграфических соотношений древних толщ различных районов Тимана и Урала; до сих пор не выяснены окончательно возраст и границы распространения пермских образований, развитых по периферии Юго-Западного и Юго-Восточного Тимана, и другие.

В томе отражены все материалы по состоянию изученности территории на 1 января 1960 г. с частичными, более поздними, авторскими и редакторскими дополнениями и поправками.

Продолжающиеся в возрастающих темпах детальные геологические съемки и поисково-разведочные работы с каждым днем приносят все новые и новые материалы. Тем не менее, несомненно, что настоящая сводка, впервые подытоживающая огромный (большей частью не опубликованный) материал значительного периода исследований советских геологов, должна сохранить свое значение как результат определенного этапа развития наших знаний о геологическом строении европейского Севера.

В составлении глав стратиграфической части тома принял участие большой коллектив авторов, лично участвующих в геологическом изучении описываемой территории или являющихся специалистами по излагаемым в очерках вопросам.

Редактирование тома в целом осуществлялось А. И. Зоричевой. Главы по стратиграфии протерозоя — кембрия, ордовика — силура, по тектонике Урала и магматизму редактировались С. Н. Волковым. Очерки по юрской, меловой и четвертичной системам, а также геоморфологии редактировались Я. Д. Зеккелем. Кроме того, в рукописи были просмотрены очерки по ордовикской системе Т. Н. Алиховой, а по стратиграфии карбона Урала М. С. Либровичем.

Для более цельного представления о геологическом строении территории европейского Севера редакторы стремились согласовывать все возникавшие разногласия в точках зрения авторов, которые неизбежны при составлении большого коллективного труда. Возможность разных трактовок тех или иных вопросов приводится в редакторских примечаниях.

В составлении I части тома приняли участие следующие авторы: В. П. Бархатова, В. И. Бодылевский, В. А. Варсанофьева, С. Н. Волков, В. П. Горский, Л. В. Добротворская, Я. Д. Зеккель, А. И. Зоричева, О. А. Калинина, А. И. Кайряк, Л. С. Коссовой, Н. В. Крылов, А. Г. Комаров, К. А. Львов, Е. М. Люткевич, Д. В. Наливкин, Н. А. Пахтусова, А. П. Ротай, В. М. Шмелев, Э. Э. Фотиади, С. А. Яковлев.

Некоторые дополнения по докембрию Ветреного пояса сделаны В. А. Перевозчиковой и по девону бассейна р. Онеги — О. Н. Элькин.

Подготовка к изданию тома осуществлялась в Северо-Западном геологическом управлении.

Вся техническая работа, связанная с оформлением тома к печати, выполнялась А. А. Кануновой при участии Л. В. Андриановой. Большой труд по просмотру подготовленной рукописи к изданию взял на себя И. И. Горский, сделавший ряд ценных и существенных замечаний.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

В географическом и экономическом отношении описываемая территория включает два крупных региона: 1) Север Русской платформы и Тиман и 2) Печорский угленосный бассейн, Печорский Урал и Пай-Хой. Эти регионы различны по сложности геологического строения, имеют свою историю геологического изучения и рассматриваются в настоящей главе раздельно.

СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ТИМАН

Первые сведения по геологии и полезным ископаемым Архангельской и Вологодской областей были получены знаменитой экспедицией П. С. Палласа. Участник этой экспедиции И. И. Лепехин в 1769 г., проделав маршрут от г. Устюга до г. Архангельска по р. Северной Двине, посетил также ряд пунктов по рекам Сыsole и Визинге. Он указал на присутствие здесь железных руд и серного колчедана и обнаружил юрские окаменелости. В работах Н. Озерецковского (1792), Мейендорфа (1841) и В. Ерофеева (1846) приводятся сведения о некоторых полезных ископаемых, выходах «горного известняка» и девонских отложениях Вытегорского и Андомского районов.

Начало изучению геологии Севера было положено в 1840—1841 гг. работами экспедиции Р. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кейзерлинга, охватившей своими исследованиями западную часть Севера Русской платформы, Тиман и часть Печорского Урала. В работе этих исследователей, опубликованной в 1849 г. в русском переводе А. Озерского, приведена первая геологическая карта, отражающая главные структурные элементы Севера (впервые нанесен «Тиманский хребет») и распространение геологических систем, близкое к действительности.

Р. Мурчисон подробно описал отложения пермского возраста по р. Северной Двине. «Гипсоносную толщу» он отнес к нижнему отделу и установил контакт ее с швагериновым горизонтом на р. Тахте, притоке р. Пинеги. Им были отмечены также выходы морского цехштейна в устье р. Ваги и у г. Кириллова; подробно описаны пестроцветные толщи по р. Северной Двине от устья р. Ваги до г. Великого Устюга и по р. Сухоне до г. Вологды; обнаружена морская фауна в четвертичных отложениях р. Северной Двины, а также подробно описаны «древний красный песчаник» у г. Архангельска и «горный известняк» на реках Онеге и Северной Двине.

А. Кейзерлингом впервые был собран богатый материал по геологическому строению Тимана и Печорского края, описаны пермские отложения Вологодской губернии и юрские отложения с окаменелостями в бассейне р. Сыsole (Кейзерлинг, 1846). Пермская фауна, собранная экспедицией Р. Мурчисона и обработанная Э. Вернейлем и А. Кейзерлингом, послужила научной основой для дальнейшего изучения пермских отложений.

Фундаментальная работа участников экспедиции Р. Мурчисона может считаться первым региональным трудом, дающим общее представление о геологическом строении европейского Севера. В дальнейшем изучение геологии Севера осуществляется по разным районам с неодинаковой интенсивностью, в зависимости от их доступности, сложности геологического строения и перспективности в отношении полезных ископаемых.

Для изучения северной части Русской платформы важное значение имели исследования в 1864 г. экспедиции Н. Барбот де Марни (1868). Им были подробно описаны пермские отложения по рекам Сухоне, Северной Двине и Вычегде; пестроцветные глины р. Вычегды он отнес к триасу. Для Северодвинского бассейна Н. Барбот де Марни впервые установил наличие двух моренных толщ, разделенных осадками морской межледниковой трансгрессии; он также описал разрезы первых скважин, бурившихся на соляные рассолы в городах Тотьме и Леденгске.

В 1869—1870 гг. в Прионежском крае работал А. А. Иностранцев (1871, 1872). Главное внимание он уделял стратиграфии каменноугольных отложений, приводя очень подробные описания и большие списки фауны. А. А. Иностранцев дал первое описание четвертичных отложений бассейна р. Онеги, где он обнаружил, кроме того, ряд изолированных выходов метаморфических пород.

Большой вклад в изучение главным образом пермских отложений внесли работы: А. Г. Шренка (1855), описавшего выходы их по рекам Кижь, Пезе, Мезени, Кулою и др.; Б. К. Поленова (1888), проведшего маршрутные исследования в бассейне р. Юга; Л. И. Лутугина, описавшего в 1890 и 1891 гг. обнажения по рекам Югу и Лузе, где им была открыта глоссоптериевая флора и найдены остатки костей амфибий и рептилий, впоследствии обработанные Н. Н. Яковлевым (1916б); Н. Н. Лебедева (1893), установившего развитие морских верхнепермских отложений по р. Ваге.

Многолетние исследования в конце прошлого столетия провел В. П. Амалицкий (1897, 1898). Он открыл на реках Сухоне и Малой Северной Двине знаменитое кладбище парейазавровой фауны в пестроцветных толщах перми, считавшихся немymi и дал первую стратиграфическую схему для этих районов; разработал схему четвертичных отложений р. Северной Двины и описал девонские и каменноугольные отложения Вытегорского района (1896в).

В области изучения четвертичных отложений большой интерес представляют исследования К. К. Воллосовича (1900) в нижнем течении р. Северной Двины.

В. Г. Хименков (1914б, 1915, 1921) в связи с изучением фосфоритов, серных колчеданов и сидеритов бассейна рек Сысолы и Лузы собрал большой материал по мезозою этих районов, а при обследовании бассейна р. Юг на его притоке р. Шарженге открыл месторождение триасовых лабиринтодонтонтов. В последние годы дореволюционного периода в западной части Архангельской области Б. К. Лихаревым была начата мелкомасштабная геологическая съемка в пределах 69 листа десятиверстной карты.

Научные исследования Тимана, как указывалось выше, были начаты экспедицией А. Кейзерлинга (1843). Он собрал обширный фактический материал по распространению и стратиграфии силура, девона и карбона и дал первое общее представление о геологическом строении и структуре Тимана.

В 1852—1853 гг. районы Печорской Ижмы, Цильмы и верховьев р. Вычегды были обследованы горным инженером Шуманом с целью

поисков и разведок месторождений различных полезных ископаемых. Медные руды в системе р. Цильмы, а также незначительные пропластки каменного угля, не имеющие промышленного значения, были описаны горным инженером А. Антиповым 2-м (1857).

Большой интерес к изучению Тимана вызвало бурение первых разведочных скважин на нефть, заложенных на р. Ухте в 1873 г. промышленником М. К. Сидоровым. В 1874 г. А. А. Штукенберг сделал два пересечения Тимана; он собрал большие палеонтологические коллекции, часть которых обработана И. И. Лагузеню (1875).

Особая заслуга в изучении геологического строения Тимана принадлежит Ф. Н. Чернышеву. Он составил первую геологическую карту десятиверстного масштаба и дал геологическое, тектоническое и геоморфологическое описание Тимана, сильно изменившиеся существовавшие до того представления (Чернышев, 1890, 1891б, 1915). Часть геологических и палеонтологических материалов обработана самим Ф. Н. Чернышевым и другими палеонтологами: Э. Гольцапфелем, А. Замятиным, Б. К. Лихаревым, Д. Соколовым, И. Е. Худяевым и др. В 1891 г. А. Н. Карпинский, Ф. Н. Чернышев и С. Н. Никитин опубликовали результаты обработки материалов и палеонтологических коллекций, собранных К. И. Гревингом в 1848 г. на п-ове Канин.

Работы, проводившиеся на Тимане с 1890 по 1917 г., по существу детализировали и дополняли основные наблюдения, сделанные Ф. Н. Чернышевым. В этот период исследования велись главным образом на Южном Тимане. Мезозойские отложения бассейна р. Ижмы изучались А. П. Павловым и А. А. Черновым (1909). Вопросами нефтеносности Ухтинского района и связанными с ней отложениями занимались А. Н. Замятин (1910, 1911б), А. П. Герасимов (1906), П. И. Полевой (1908), Н. Н. Яковлев (1910) и др.

С целью поисков нефти было заложено несколько скважин: П. П. Боклевским на р. Ухте (1891 г.), В. И. фон Вангелем на р. Чути (1899—1900 гг.), нефтепромышленником Вороновым на р. Яреге (1906) и четыре скважины в Ухтинском районе (1911—1913 гг.) В. И. Стукачевым, который пришел к заключению о незначительности запасов ухтинской нефти. В 1917 г. В. А. Варсанюфьева исследовала бассейн рек Цильмы и Пижмы и составила геоморфологическое и геологическое описание этого района (Варсанюфьева, 1922).

В результате всех исследований дореволюционного периода, проводившихся с большими перерывами и не систематически, геологическая заснятость территории Севера была очень низка (не более 13%).

В первое десятилетие после Великой Октябрьской социалистической революции Б. К. Лихаревым и В. Н. Рябининым продолжается начатая на Севере еще Геологическим комитетом в 1917 г. геологическая съемка двух листов (69 и 55) карты десятиверстного масштаба. Выполняются работы по заданиям различных организаций с целью выяснения отдельных вопросов стратиграфии и поисков полезных ископаемых. Одной из крупных работ этого времени являются гидрогеологические наблюдения и описание геологического строения и геоморфологии бассейна р. Онеги и Онеги-Двинского водораздела, произведенные Н. И. Толстихиным в 1921—1923 гг. (1924). Вопросами стратиграфии карбона бассейна р. Онеги в этот период занимается М. М. Толстихина (1928).

В течение ряда лет в бассейне рек Пинеги и Кулоя проводил исследования М. Б. Едемский (1918, 1926, 1928а, 1930а, 1930б, 1931а). Позднее он работал и в бассейнах рек Мезени и Северной Двины.

В 1927—1929 гг. М. А. Лаврова обследовала прибрежную полосу Онежского и Двинского заливов Белого моря с выходами кристалличе-

ских пород на о-ве Кий и в западной части Онежского полуострова. Петрография кристаллических пород изучалась Д. С. Белянкиным, а М. А. Лавровой была разработана стратиграфия четвертичных отложений и описана геоморфология Онежского полуострова (Белянкин и Лаврова, 1931).

В 1927—1929 гг. интересные результаты были получены Шарженгской экспедицией АН СССР по изучению костеносных пластов нижнего триаса рек Шарженги и Лузы (Ефремов и Кузьмин, 1932). Другая, Северодвинская экспедиция АН СССР под руководством П. Сушкина, провела ряд исследований в районе распространения верхнего горизонта татарского яруса с песчаными линзами с целью поисков и изучения содержащихся в них остатков верхнепермских позвоночных (Едемский, 19286).

С 1928 г. Геологическим комитетом, а затем организациями Главного геологоразведочного управления значительно расширяются геологосъемочные работы на Севере, которые в течение последующего десятилетия проводятся систематически. Геологическая съемка проводится еще в мелком масштабе, в пределах десятиверстных листов топографической карты, в основном коллективом вновь организованных геологоразведочных трестов (Ленинградского, Северного и Северо-Западного). Съемкой охватываются все районы Севера.

Западное Прионежье и южная часть бассейна р. Онеги (54 лист) с 1931 по 1934 г. исследуются В. П. Бархатовой. Ею разработана детальная стратиграфическая схема каменноугольных отложений и дана их подробная литологическая и фаунистическая характеристика (Бархатова, 1934). В 1934 г. М. М. Толстихина опубликовала схему стратиграфии каменноугольных отложений Онего-Двинского междуречья. Она высказала также предположение о возможной бокситоносности нижнего карбона в районе Ветреного пояса.

Районы Онежского полуострова и Зимнего берега Белого моря (52 лист) с 1931 по 1936 г. картировались Э. А. Кальберг; попутно она изучала разрезы рассолоносных скважин Ненокского района. В области выходов докембрия структуры Ветреного пояса с 1934 г. проводил исследования Н. И. Альбов, который внес существенные изменения в представления о стратиграфии и тектонике этого района. С 1930 по 1934 г. Я. Д. Зеккель проводит геологосъемочные работы в районе Зимнего берега Белого моря, в бассейне р. Кулоя и нижнего течения р. Мезени (67 лист). Он разработал схему пермских отложений для этого района. Открытые им местонахождения рептилий изучались в 1938 г. И. А. Ефремовым, а богатая энтомофауна из казанских отложений р. Сояны монографически обрабатывалась А. В. Мартыновым (1933, 1935). Бассейн р. Пинеги и часть бассейна р. Северной Двины (лист 68) в 1929—1930 гг. исследовались В. А. Котлуковым, а затем (до 1934 г.) Я. Т. Богачевым, разработавшим схему стратиграфии карбона и морских казанских отложений (Богачев, 1934, 1936а).

В 1933 г. опубликована сводная работа Б. К. Лихарева по 69 листу десятиверстной карты. Им дана новая стратиграфическая схема пермских и четвертичных отложений бассейна р. Северной Двины с подробным описанием обнажений и полной палеонтологической обработкой собранной фауны. В том же 1933 г. были опубликованы и результаты исследований В. Н. Рябинина в бассейне р. Шексны с первой для этих районов геологической картой (53 лист). Несколько позднее Т. Н. Спичарский (1935) работал в среднем течении р. Мологи и дал описание каменноугольных и пермских отложений этого района.

Бассейн рек Сухоны и Малой Северной Двины (в пределах 70 листа десятиверстной карты) снимался в 1928—1934 гг. Е. М. Люткевичем

(1931, 1933, 19356, 19366, 1937а, б), разработавшим для этой области стратиграфическую схему верхнепермских отложений, которая впоследствии была распространена и на другие районы Севера. Он установил ряд таких структур, как Сухонский вал, Солигаличская антиклиналь и Куножо-Кичменгская полоса поднятий. Юрские отложения бассейна р. Унжи описаны Т. Н. Спижарским (1932); им же обработаны сборы остракод Е. М. Люткевича из татарского яруса р. Сухоны.

Область преимущественного распространения отложений нижнего триаса и юры в бассейне рек Юга, Лузы, Моломы и Великой (88 лист) с 1930 по 1934 г. исследовалась А. И. Зоричевой (1934а, 1940).

Геологическая съемка и маршрутные исследования в области Северных Увалов в бассейне рек Вашки, Северной Двины и Вычегды проводились с 1928 по 1932 г. Н. С. Кобозевым (1932). Преждевременная смерть помешала этому исследователю обработать свои материалы, и геологическая съемка 87 листа впоследствии была завершена А. И. Зоричевой (1936 г., 1937 г., 1938 г.).

Область широкого развития мезозойских отложений бассейна р. Сысолы и частично р. Вычегды со всем их комплексом полезных ископаемых (106 лист), а также район Сереговских дислокаций с 1926 по 1929 г. обследовались И. Е. Худяевым (1926а, б, 1927а, б, 1936). Предложенная им стратиграфическая схема верхнепермских и неокомских образований для этого района позднее была детализирована и частично изменена О. А. Солнцевым (1934 г., 1935 г.). И. Е. Худяевым среди пермских отложений установлены выходы диабазов у с. Серегова, петрография которых была изучена Н. А. Елисеевым (1929).

В 1930—1940 гг. одновременно с геологическим картированием дочетвертичных отложений проводилась и специальная мелкомасштабная съемка четвертичных отложений. Материалами для создания четвертичных карт под руководством С. А. Яковлева (для северной части территории Севера), изданных в 1932 и 1936 гг., послужили специальные маршрутные исследования: А. И. Яунпутнина и А. И. Зоричевой в 1931 г., несколько позднее (1935—1937 гг.) съемки М. Н. Карбасникова (бассейны рек Пинеги и Онеги), А. И. Яунпутнина и С. Р. Самойлович (бассейн рек Северной Двины и Сухоны), В. М. Янковского (бассейн р. Вычегды) и А. И. Зоричевой (бассейн рек Северной Двины, Юга и Моломы).

Большой материал для стратиграфии четвертичных отложений и их картирования дала также десятиверстная полистная съемка (В. П. Бархатова, Е. М. Люткевич, Б. К. Лихарев, Я. Д. Зеккель, А. А. Малахов, Э. А. Кальберг, К. К. Воллосович, А. И. Зоричева и др.).

Много внимания в этот период уделялось и поискам полезных ископаемых. Так, для бальнеологических целей обследовались соляные источники г. Тотмы и с. Леденгска; проводились специальные изыскания на трассах проектируемого строительства железных дорог (Пинюг—Усть-Сысольск), которые дали ценный геологический материал (Хабаров и Кобозев, 1931); обследовались месторождения гипсов, глин, известняков (Дымский, 1934 и др.), результатом чего явились обзорные работы по полезным ископаемым Севера (Горохова, 1935, 1936; Едемский, 1934).

Конец рассматриваемого десятилетия геологических работ в западной части территории Севера ознаменовался бурением нескольких глубоких скважин главным образом с целью выяснения вопроса о солености девонских и пермских отложений. Няндомская скважина (глубиной 603 м) дошла до нижнекембрийских отложений (в то время считавшихся девонскими), Ягринская (300 м) прошла кембрий, Тундра и Пукса (64 и 100 м) вскрыли карбон, Сольвычегодская (273 м), Коря-

жемская (824 м) и Березниковская (390 м) впервые вскрыли всю мощность пермских отложений, а в Коряжемской на глубине 659—700 м были обнаружены три пласта каменной соли. Разрезы этих скважин обрабатывались Б. Н. Архангельским (1940а), В. П. Бархатовой (1940), Э. А. Кальберг (1940б), Я. Д. Зеккелем (1940) и А. И. Зоричевой (1940). При бурении разведочных скважин на рассолы в Ненокском районе среди поля кембрийских (тогда девонских) отложений были открыты туфы щелочных базальтов (Альбов и Розанова, 1940).

К 1938 г. почти полностью закончилась мелкомасштабная геологическая съемка, чем был завершен крупный этап в истории изучения Севера. Уже в 1939 г. коллектив геологов-съемщиков приступил к составлению общей обзорной геологической карты, а в 1940—1941 гг. были изданы под редакцией Б. К. Лихарева первые отдельные листы этой карты с объяснительными записками к ним, авторами которых являлись: Э. А. Кальберг и П. В. Соколов, Н. В. Альбов и В. П. Бархатова, Я. Д. Зеккель, А. И. Зоричева, А. А. Малахов и К. К. Воллосович. В эти же годы были опубликованы сводные работы по многолетней геологической съемке (Люткевич, 1938; Бархатова, 1941а; Зеккель, 1939а; Зоричева, 1941; Кальберг, 1940а; Малахов, 1940а, б).

Советский период изучения геологического строения Тимана начинается в 1918 г. работами А. Н. Замятина и К. Калицкого (1921) на Ухтинском месторождении нефти и С. В. Обручева (1928) — маршрутными обследованиями р. Вычегды. В 1923 г. Д. В. Наливкин на основании изучения девонской фауны и описания последовательности залегания слоев Тиманского разреза дал важные практические заключения по Ухтинскому нефтяному месторождению.

В 1926—1927 гг. А. А. Черепенников установил радиоактивность буровых вод Ухтинского района. В связи с этим Е. Д. Шлыгиным (1930) были проведены геологические исследования по рекам Пижме, Выми, Шомвукве, Ухте и Седью. В 1927 г. В. Н. Огнев (1930) попутно с почвенными исследованиями в верхнем течении р. Вычегды произвел ряд геологических наблюдений и выявил антиклинальную структуру Джем-Парма. Существенное значение в изучении геологии Южного Тимана имели работы Б. К. Лихарева, проведенные им в 1928—1929 гг. в Ухтинском и Ижемском районах и в верхнем течении рек Вычегды и Ижмы. Он предложил стратиграфическую схему девона, установил ошибочность отнесения Ф. Н. Чернышевым нижнекаменноугольных известняков к артинским и составил геологическую карту этих районов (Лихарев, 1931а).

Параллельно с геологическими исследованиями на Южном Тимане в 1929 г. Ухтинской нефтяной экспедицией проводились геологоразведочные работы (Тихонович, 1933).

Систематическая геологическая съемка Тимана, как и западной части Архангельской области, началась в 1931—1932 гг. исследованиями А. А. Малахова (85 лист) и К. К. Воллосовича (105 лист). Обследуя область Среднего Тимана и Западного Притиманья с 1931 по 1936 г., А. А. Малахов описал в бассейне рек Мезени, Пижмы и Цильмы выходы метаморфических пород, расчленил девонские, каменноугольные и пермские отложения и впервые выделил здесь нижний триас (Малахов, 1937). Составленная им тектоническая схема Среднего Тимана в дальнейшем была существенно изменена А. Н. Розановым (1942 г., 1945 г.). Область Юго-Западного Тимана и бассейна р. Выми картировались К. К. Воллосовичем (1931—1936 гг.), который дал одну из наиболее обоснованных стратиграфических схем палеозоя и впервые (по остаткам водорослей в доломитах метаморфической толщи Оч-Пармы) высказал

предположение о кембрийском возрасте свиты «М» Тимана (Воллосович, 1938 г., 1940). Пермские разрезы по р. Выми и собранную из отложений казанского яруса фауну пластинчатожаберных изучал Д. Ф. Масленников (1935, 1936).

На Северном Тимане геологическая съемка в течение ряда лет (1935 г., 1936 г., 1940 г.) производилась В. П. Бархатовой. Ею впервые установлено развитие нижнего карбона, стратиграфически полных разрезов среднего и верхнего карбона, а также нижней перми, вплоть до низов кунгура (Бархатова, 1940). Девонские отложения Северного Тимана с их базальтами изучались А. А. Черновым и Г. А. Черновым (1940).

В 1939 г. Ю. С. Рудовицем по материалам маршрутных пересечений северной и средней частей Тимана была составлена карта четвертичных отложений. Следует упомянуть и других исследователей, принимавших участие в тридцатых годах в изучении геологического строения и полезных ископаемых Тимана: Н. Н. Иорданского (1929—1930 гг.), П. Н. Шейко (1930 г.), В. И. Бодылевского (1931 г.), Б. В. Милорадовича (1930 г.), Л. Д. Берсудского (1931 г.), В. В. Пиотровского (1932 г.), А. Аносова (1932 г.), И. И. Гинзбурга (1933 г.), Г. А. Садовского (1937 г.), В. Н. Зуева (1937 г.) и др.

С 1930 г. после длительного перерыва возобновились исследования на п-ове Канин. В. П. Андросов и В. П. Кальянов провели съемку западного побережья и составили географическое и геоморфологическое описание полуострова. М. Б. Едемский установил некоторые новые данные о геологическом строении полуострова и собрал пермскую фауну, описанную Г. Н. Фредериксом (1934).

Вслед за открытием на Южном Тимане Чибьюского и Ярегского месторождений нефти (1930—1932 гг.) бурением на Седьольской структуре (1933—1934 гг.) был получен мощный газовый фонтан. С 1937 г. началась эксплуатация Ярегского месторождения нефти, где была заложена первая в Советском Союзе нефтяная шахта.

Интерес к выяснению распространения нефтеносности по периферии Ухтинского района повлек за собой постановку комплексных геологических работ на всей территории восточного склона Южного Тимана. В том же 1937 г. при поисковых работах на гипс в бассейне р. Северной Кельтмы (левый приток р. Вычегды) Д. П. Калинин обнаружил в пермских отложениях известняки, пропитанные нефтью.

Большой материал по четвертичным отложениям, инженерной геологии и гидрогеологии дали детальные исследования 1938 и 1939 гг. Печоро-Вычегодской и Камской экспедиций, проводившиеся в малоисследованных районах р. Северной Кельтмы и в бассейне верхнего течения р. Вычегды.

В годы Великой Отечественной войны и вплоть до 1947 г. почти все геологические работы были сосредоточены на территории Коми АССР; в Архангельской и Вологодской областях проводилось лишь разведочное бурение на Ненокском месторождении рассолов и мелкие инженерно-геологические и поисковые работы на строительные материалы и питьевую воду. В Коми АССР основное внимание уделялось изучению структуры Елмач-Парма (на р. Северной Кельтме), где в 1940 г. бурением были установлены нефтеносность и сероносность пермских отложений, а в дальнейшем газоносность верейского горизонта среднего карбона. В разное время в изучении структур этого района и керна скважин принимали участие Л. Ф. Баранник, Я. Д. Зеккель, Н. А. Пахтусова, А. Г. Тархов, В. М. Трошихин, А. Н. Федоров и др. Фораминиферная фауна из разрезов скважин изучалась и монографически описана

Д. М. Раузер-Черноусовой (1946). Всеми работами Кельтменской экспедиции руководил Н. Н. Ростовцев, которому принадлежат и общие сводные работы с разработанными стратиграфической и тектонической схемами этих районов (Ростовцев, 1946 г., 1947 г., 1948 г.).

Из полезных ископаемых в этот период обследовались сидериты и горючие сланцы Сысольского бассейна и известняки и глины Сереговского района (Т. Г. Туркина, 1942 г.; П. В. Виттенбург, 1943 г.; Е. А. Киреева, 1943 г.; Л. Я. Гольдин, 1944 г. и др.).

Новый этап изучения геологического строения Севера наступил с 1947 г. С целью выяснения перспектив нефтегазоносности с 1947 по 1950 г. на Севере ставятся детальные геологические съемки с бурением структурно-картировочных скважин и геофизическими работами в пяти небольших интересных в структурном отношении районах.

В бассейне рек Мезени и Кулоя работы проводились В. В. Маркиным (1950 г.), изучавшим разрез перми по шести скважинам (глубиной от 129 до 300 м). В 1947 г. Н. С. Иголкина вела геологическую съемку в среднем течении р. Пинеги, где разрез был вскрыт одной скважиной на глубину 302 м.

В среднем течении р. Северной Двины и ее правых притоков исследовались большие площади, чем на севере (с бурением 11 скважин). Одна из них (глубиной 882,3 м) прошла мощный разрез палеозоя от верхов перми до нижнего кембрия. Работы проводились Н. А. Пахтусовой (1949 г., 1950 г.), которая здесь детально расчленила пермские отложения и описала вскрытые скважинами разрезы.

М. А. Плотниковым (1947 г., 1950 г.) проводилась геологическая съемка в районе Сухонского вала, где были пробурены 14 скважин глубиной от 47 до 843 м. Он послонно изучил разрез татарского яруса и составил структурную карту центральной части Сухонского вала.

В целях поисков каменной соли в 1949 и 1950 гг. были пробурены две поисковые скважины на станциях Коноша и Шангалы и несколько скважин на Сухонском валу. Результаты поисков были обобщены в работах Н. А. Пахтусовой (1950 и 1951 гг.).

Особенно интересным оказалось бурение поисковых скважин в области сравнительно неглубокого погружения кристаллического фундамента. Тремя скважинами, расположенными по профилю Ненокса — Архангельск — Усть-Пинега (соответственно глубиной 646, 546 и 842,5 м), впервые на Севере был вскрыт кристаллический фундамент, а в Неноксе — самые древние толщи осадочного чехла северной части Русской платформы. Одновременно с геологической съемкой и бурением глубоких скважин геологами ВСЕГЕИ выполнялись сводные тематические работы с использованием новых данных и детальным изучением опорных разрезов карбона и перми по обнажениям и скважинам. С этой целью А. И. Зоричевой в 1948—1949 гг. были проделаны маршруты по рекам Выми, Вычегде, Северной Двине и Пинеге и описаны наиболее интересные разрезы скважин, расположенных на Сухонском валу и по Северной Двине. В. П. Бархатовой в 1947—1949 гг. изучались разрезы карбона и перми по восточному склону Северного Тимана и проделаны маршруты по р. Пинеге.

В 1948—1949 гг. А. И. Зоричевой и М. Ф. Викуловой был детально изучен разрез Ненокской скважины и одной из глубоких скважин Сухонского вала. В 1949 г. была заложена первая на Севере опорная скважина в г. Вологде, сопровождавшаяся разбуриванием крелиусными скважинами нескольких профилей, давших интересный материал по верхнепермским и триасовым отложениям (С. Я. Никитин, 1950 г.; Л. И. Станкевич, 1951 г.). В 1950 г. началось бурение Коношской опорной скважины.

В целях выяснения вопроса перспектив нефтегазоносности западной части Архангельской области Н. Н. Ростовцевым (1948 г.) была проведена интересная работа по изучению солевого и газового состава вод, которая была продолжена Б. М. Трошихиным (1950 г.), составившим по этим данным сводку для всей территории Архангельской и Вологодской областей.

Результаты изучения геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности северной части Русской платформы с описанием стратиграфии палеозоя, в котором впервые был выделен кембрий, приведены А. И. Зоричевой в сводной работе 1952 г. К этому же времени относится сводное описание подземных вод Севера Л. П. Нелюбовым (1952 г.). Позднее В. П. Бархатовой (1954 г.) была завершена сводка по разработанной ею для Севера стратиграфии каменноугольных отложений и перспективам их нефтеносности.

Обработка данных опорных разрезов Вологодской (А. Н. Гейслер, Ф. Н. Суханов и др., 1954) и Коношской (А. Н. Гейслер и Ц. Н. Питковская; 1954) скважин дали материалы для познания стратиграфии и фаций кембрия, ордовика и девона. Бурением же двух следующих опорных скважин в г. Котласе и с. Яренске (законченных в 1954 г.) был вскрыт и изучен разрез палеозоя самой глубокой части севера Средне-Русской синеклизы.

Сводная работа по изучению палеозоя и мезозоя, вскрытого Яренской опорной скважиной, принадлежит А. И. Зоричевой и Ц. Н. Питковской (1956 г.). Разрез Котласской опорной скважины изучался З. П. Ивановой, Л. М. Бириной и др., сводный же отчет составлен П. И. Журавлевой и С. И. Трубициным (1955 г.). В 1954 г. А. И. Зоричевой при участии Н. С. Иголкиной была составлена сводная работа по стратиграфии и нефтегазоносности палеозоя Севера.

В 1955 г. опубликована сводная работа Е. М. Люткевича по стратиграфии пермских и триасовых отложений Севера и Северо-Запада Русской платформы. Используя материалы сводных отчетов по обработке опорных скважин, Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик (1957) опубликовали краткую сводку по стратиграфии, тектонике и нефтеносности Севера Русской платформы.

Значительный интерес представляют работы по аэромагнитной съемке миллионного масштаба, проведенные впервые Р. А. Гафаровым, которым для северных районов были составлены карты глубин залегания кристаллического фундамента и схемы тектонического районирования с учетом данных глубокого бурения (Гафаров, 1961).

В послевоенные годы потребности строительства вызвали необходимость значительного увеличения работ на различные строительные материалы, инженерно-геологические и гидрогеологические изыскания. Эти многочисленные работы систематически осуществлялись разведочными трестами, проектно-изыскательскими и буровыми конторами, геологическими управлениями и другими организациями.

Систематические геологические исследования и поисково-разведочные работы, проводившиеся на Тимане с начала открытия первых газонефтяных месторождений, привели к выявлению значительной нефтегазоносной Тимано-Печорской провинции и ряда месторождений полезных ископаемых (горючие сланцы, калийная и каменная соль и др.).

Возобновившаяся в этой области с 1948 г. геологическая съемка с применением крелиусного структурно-картировочного бурения, бурение глубоких опорных и стратиграфических скважин (Нижняя Омра, Северная Мыльга, Зеленец, Мутный Материк, Ньюмыльга, Эжвадор, Покча

и др.) и выполнение ряда тематических работ (Центральная научно-исследовательская лаборатория, Ухтнефтекомбинат, Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт) дали огромный материал по геологическому строению и перспективам нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. Основные работы по стратиграфии, минералого-петрографическому изучению состава пород и структурам древних метаморфических толщ Тимана принадлежат В. А. Калюжному (1956, 1959), Д. П. Сердюченко (1947, 1959), О. А. Солнцеву (1957, 1959) и Э. А. Кальберг (1947, 1948). Древние, доживетские толщи ижма-омринского комплекса изучались В. А. Калюжным (1952 г., 1954 г., 1956) и Г. С. Щербаченко (1949—1950 гг.). Вопросами стратиграфии, вещественного состава пород, изучением фауны, палеогеографией и нефтеносностью девонских отложений занимались Н. Н. Тихонович (1930, 1932 г., 1937 г., 1941, 1946, 1948), В. А. Калюжный (1954 г., 1956 г.), Л. В. Добротворская (1950 г., 1951 г., 1954 г., 1956 г., 1959), К. П. Иванова (1955 г., 1957 г.), Т. И. Кушнарера (1955 г., 1956 г., 1957 г.), О. А. Солнцев (1957), А. М. Назаренко (1952 г.), М. И. Нефедова (1955), А. И. Ляшенко (1956, 1957), З. И. Цю (1949 г., 1958 г.), Ф. Ф. Патрикеев (1955 г.), Т. Г. Карасик (1948 г.), М. В. Касьянов (1955 г.) и др.

На Среднем Тимане вопросами выяснения нефтегазоносности девонских отложений и их стратиграфией занимался С. В. Тихомиров (1948, 1949).

Сушественные результаты дало изучение каменноугольных отложений Южного Тимана В. А. Разнициным, П. П. Воложаниной и А. В. Дуркиной, разработавшими их детальную стратиграфическую схему (В. А. Разницин и П. П. Воложанина, 1953 г.; В. А. Разницин, 1955 г., 1958; Дуркина, 1955 г.). Стратиграфией пермских отложений и вопросами об их структурах, нефтеносности и соленосности занимались А. В. Иванов (1955 г.), Н. В. Сазонов (1952 г., 1955 г.), Т. Т. Фотиева, А. В. Коновалова и Р. П. Осипова (1956 г.), В. А. Левченко (1954 г.), И. Г. Добрынин (1952 г.), В. П. Бархатова и Н. П. Кашеварова (1957) и др. Общими вопросами тектоники, теоретическими предпосылками для выяснения условий формирования структур и связанных с ними нефтяных и газовых месторождений занимались специалисты-нефтяники: А. Н. Розанов, Н. Н. Тихонович, А. Я. Кремс, С. Ф. Здоров, В. Я. Авров и др. Большой материал по геологическому строению и нефтегазоносности дали поисково-разведочные организации Ухтнефтекомбината.

Начиная с 1955 г. на Северном Тимане ведутся детальные геологосъемочные работы, основным исполнителем которых является Л. С. Косовой. Стратиграфией карбона и перми Тимана и Печорского Урала продолжает заниматься В. П. Бархатова (1956 г., 1957 г., 1958 г.).

На п-ове Канин маршрутные исследования в 1946 г. проводил Е. М. Люткевич (1953а). В 1954 г. Л. И. Тихомировым и А. Ф. Васенко была проведена детальная геологическая съемка.

Значительный объем проведенных на Севере геологических работ различного направления с более детальными наблюдениями, чем это было возможно при мелкомасштабной геологической съемке, привели к необходимости пересоставления и переиздания ранее опубликованных листов обзорной геологической карты (В. А. Селиванова, Н. А. Пахтусова, О. Н. Элькин, К. К. Воллосович).

Огромный объем геологических работ, проведенных после Великой Октябрьской социалистической революции на Севере Русской платформы и Тимане большим коллективом геологов производственных и научных организаций, дал богатейший фактический материал для

целого ряда важных теоретических и практических выводов по вопросам стратиграфии и распределения полезных ископаемых. Однако и сейчас огромные пространства между побережьем Белого моря и реками

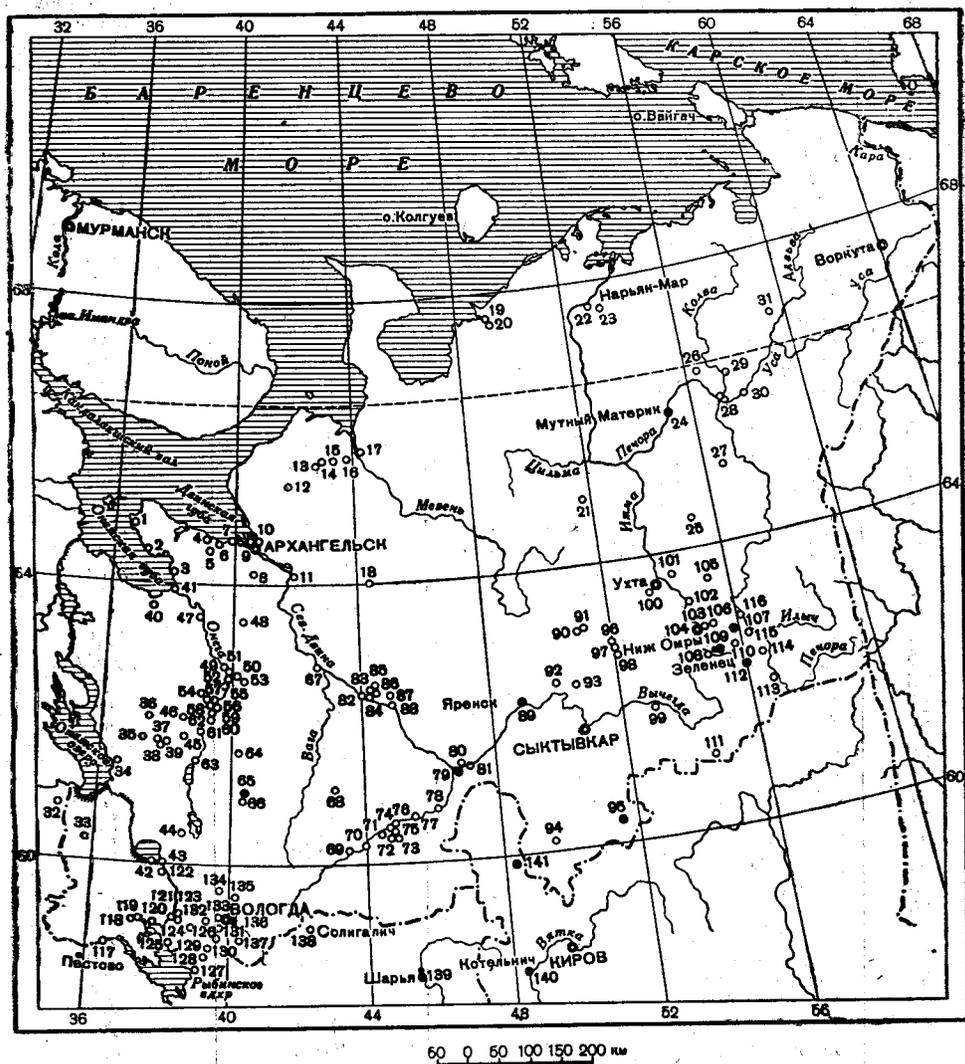


Рис. 2. Карта расположения глубоких скважин (опорные скважины обозначены черным кружочком)

Северной Двиной и Вычегдой и всему Западному Притиманию остаются еще совсем не освещенными на глубину, и разрез палеозоя (от верхнего карбона до кристаллического основания включительно) неизвестен.

Дальнейшие исследования должны быть направлены на изучение при помощи глубокого бурения и детальной геологической съемки именно этих, не известных нам в отношении геологического строения и полезных ископаемых районов Предтиманского прогиба (рис. 2 и табл. 1).

Таблица 1

Характеристика скважин, приведенных на рис. 2

№ скважин на рис. 2	Название скважин	Глубина в м	Возраст пород на забое
1	Пушлахта	128,8	A
2	Лямца	191,2	A
3	Талицы	440,1	Pz ₁
4	Ненокская 1	663,0	A
5	Ненокса 2	120,2	Сm ₁
6	Кольцовская	110,0	Сm ₁
7	Ягры	300,1	Сm ₁
8	Тундра	64,0	С ₂
9	Архангельская 1	180,5	Сm ₁
10	Архангельская 2	545,9	A
11	Усть-Пинега	842,5	A
12	Кепино	129,0	С?
13	Горшок	202,3	С ₃
14	Малый Ручей	299,4	С ₃
15	Сояна	141,5	P ₂ uf
16	Бобровка	180,5	P ₂ uf
17	Мезень	243,0	P ₂ uf
18	Карпогоры	302,3	С ₃
19	Индигская	364,0	D ₃ fr
20	Выучейская	518,0	D ₃ fr
21	Верховская	600,4	D ₂ ?
22	Н—М-7	> 885,0	T
23	Н—М	> 812	T
24	Мутный Материк	2197	D ₂ ?
25	Ира-Йоль	2610	Pz sld
26	Л-4	> 348	T
27	Каменка № 4	2778	D
28	УКС-1	> 330	T
29	УКС-5	> 1080	T
30	УКС-6	> 330	T
31	ХХ-67	> 440	T
32	Подпорожская	571,9	Pt
33	Шимозерская	273,1	D ₃
34	Десяточное	156,3	D ₃
35	Сюзикозеро	139,4	A
36	Водла	39,5	A
37	Заозерье	169,6	Сm
38	Пудожская	300,0	A—Pt
39	Лекшозеро	214,9	D ₃
40	Малошуйка	66,4	A
41	Онега	102,0	A
42	Белозерская	248,3	С ₁
43	Марьевский перекоп	126,0	С ₃
44	Чарозеро	75,0	P ₁ uf
45	Михеево	266,0	Сm
46	Кенозеро	300,2	Сm
47	Чекуево	137,6	A
48	Обозерская	563,8	A
49	Б. Голова	276,6	Pt
50	Плесецкая	236,0	Pt
51	Пустынька	167,5	Pt
52	Шабеньга	167,5	Сm ₁
53	Пукса	101,5	С ₃
54	№ 508	146,1	P
55	Икса	270,1	Pt
56	Осиновка	109,1	D ₃
57	Мяндово	127,4	D ₃
58	Федотово	157,7	Сm ₁

Продолжение табл. 1

№ сква- жин на рис. 2	Название скважин	Глубина в м	Возраст пород на забое
59	Красное	172,1	Cm
60	Конево 2	181,1	Pt
61	Марковская	280,0	Cm
62	Конево 1	228,7	Cm
63	Каргополь	337,1	D ₃
64	Няндомская	602,2	Cm ₁
65	Коноша	1084,0	Pt
66	Коноша (скв. 157)	311,3	C ₃
67	Березниковская	390,7	C ₃ ?
68	Шангальская	402,4	P ₁ a + kg
69	Коченьга	245,8	P ₂ kz
70	Брусенец	167,2	P ₂ kz
71	Вожемка	466,9	P ₁ a + kg
72	Побойщенская	556,2	P ₁
73	Кишкино	255,3	C ₁
74	Бобровская	560,0	C ₃
75	Занаволочье	842,8	C ₁
76	Вострое	360,7	P ₁ a + kg
77	Братский створ	192,4	P ₂ nu
78	Гремячий створ	172,0	P ₂ sh
79	Котлас	2569,8	P ₁ nn
80	Сольвычегодская	820,0	C ₃
81	Коряжемская	871,3	C ₃
82	Каменный Прилук	882,3	Cm ₁
83	Плесо	372,7	P ₁ a + kg
84	Нижняя Тойма	392,9	P ₁ a + kg
85	Шошельда	601,3	C ₂ m
86	Заворотное	402,0	P ₁ a + kg
87	Южн. Коргово	340,7	P ₂ kz
88	Волочек	176,9	P ₂ nu
89	Яренская	2060	Pt ₃ nn
90	Скв. № 10	244,5	P ₂ nf
91	Большепорожская	1301,6	Pt/Cm
92	Межог	167,2	P ₂ t
93	Сереговская	641,7	P ₁ vkl
94	Яковлевская	78,8	T ₁
95	Кажим	2691,0	Pt ₃
96	Синдорская 1	523,0	P ₁ a + kg
97	Синдорская 2	307,3	P ₁ a + kg
98	Синдорская 3	362,8	P ₁ a + kg
99	Аныб	2155,0	Cm ₁
100	Ярега	477,0	Pt/Cm
101	Айюва	1890,0	Pt/Cm
102	Верхний Одес № 4	1487,0	Pt/Cm
103	Вой-Вож	608,0	D ₃
104	Изкось-гора	651,2	Pt/Cm
105	Скв. 383	1383,0	D ₃
106	Нибель (скв. 2)	950	Pt/Cm
107	Нижняя Омра	1961,7	Pt/Cm
108	Эжвадор	630	Pt/Cm
109	Зеленец	866,8	Pt/Cm
110	Нюмылга	1527	Pt/Cm
111	Кельтменская № 20	1136,2	D ₃
112	Сев. Мылва	1781,3	Pt/Cm
113	Мамыльская	6240	P ₁ a
114	Джебол (скв. 5)	2100	D ₂
115	Троицко-Печорская	1840	D ₂
116	Покча	1970	Pt
117	Устюжна	50,0	P ₂ kz
118	Комариха	125,0	C ₃

Продолжение табл. 1

№ скважин на рис. 2	Название скважин	Глубина в м	Возраст пород на забое
119	Суда	53,2	C ₃
120	Череповец	117,7	C ₃
121	Трестино	152,5	C ₃ ?
122	Васильево	82,0	C ₃
123	Шексна	152,0	P ₁
124	Овинцы	288,1	C ₃
125	Мякса	75,0	P _{2t}
126	Пестрово	214,5	P _{2kz}
127	Пошехонье-Володарск	247,0	P _{2nu}
128	Якушево	194,0	P _{2sh}
129	Владычное	242,1	P _{2kz}
130	Заречье	257,7	P _{2nu}
131	Токарево	177,9	P _{2sh}
132	Хреново	235,5	P ₁
133	Новое	290,2	P ₁
134	Устье	117,7	C ₃
135	Печаткино	261,0	P _{2kz}
136	Вологда	2236	Сm ₁
137	Грязовец	217,6	P _{2t}
138	Солигаличская	2408,0	Сm ₁
139	Шарья	2604,8	Сm ₁
140	Котельнич	1897,0	A
141	Опарино	2237,8	A

ПЕЧОРСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ БАССЕЙН, ПЕЧОРСКИЙ УРАЛ И ПАЙ-ХОЙ

Первая опубликованная сводка по полезным ископаемым Печорского края была составлена А. Деньгиным (1828). В ней уже упоминаются угли на р. Усе, железные руды на р. Большой Кожве, точильные песчаники на реках Вой, Сопляске и др. Начало геологическому изучению Печорского края положил А. Чеклецов (1832), который составил для бассейна верховьев р. Печоры первую геогностическую карту.

В 1837 г. А. Шренком во время путешествия по северо-востоку Европейской России был собран довольно обширный материал по геологии Печорского края и Пай-Хоя, где он уже различает эозойскую, силурийскую и каменноугольную формации (Шренк, 1855).

Крупным вкладом в дело изучения геологии Печорского края явились исследования А. К. Кейзерлинга (1846), которым по р. Илычу были обнаружены выходы палеонтологически охарактеризованных отложений нижнего и верхнего силура. Кроме того, для Печорского края им было отмечено широкое распространение юры и морских отложений бореальной трансгрессии.

На основании главным образом материалов А. Кейзерлинга, а также данных других исследователей Севера Р. Мурчисоном был составлен первый очерк региональной геологии Печорского края и Арктического Урала (Мурчисон и др., 1849). По мнению Р. Мурчисона, в Печорском крае среди палеозойских имеются лишь силурийские и каменноугольные отложения, а девонские отсутствуют. Пай-Хой он рассматривал как непосредственное продолжение Урала.

В результате произведенных в 1843—1844 гг. поисково-разведочных работ М. Бурнашев (1876) пришел к заключению, что россыпные место-

рождения золота бассейна верховьев р. Печоры, обнаруженные А. Чеклецовым (1832), промышленного интереса не представляют.

Важное значение в изучении геологии Печорского края и Пай-Хоя имеют исследования Э. Гофмана 1847—1850 гг. Кроме силура и карбона, он впервые в Печорском Приуралье выделил фаунистически охарактеризованные отложения девона. Позже Э. Гофман (1856) пришел к заключению, что Пай-Хой и Урал — это два обособленных горных хребта и в геологическом отношении нельзя рассматривать Пай-Хой как непосредственное продолжение Урала (Гофман и Ковальский, 1856).

В 1855 г. Ф. Мичурин (на основании указаний А. Деньгина и др.) производил разведочные работы на угли по рекам Сопляске и Большому Оранцу. Однако разведки закончены не были, и угли по этим рекам промышленной оценки не получили (Сидоров, 1870, 1881).

В 1857 г. для промышленной оценки печорских углей была направлена экспедиция под начальством А. Антипова 2-го (1858). Экспедицией были обнаружены признаки угленосности во многих пунктах Печорского края, однако, по заключению Антипова 2-го, промышленного интереса угленосность не представляет. По р. Большому Оранцу экспедиция собрала богатую коллекцию пермской флоры, которую изучали сначала И. Шмальгаузен (Schmalhausen, 1879), а затем М. Д. Залесский (1927).

В 1862—1864 гг. краткие сведения о полезных ископаемых Печорского края были собраны Ю. Кущелевским (1864). Он указывает свинец на р. Ильче, медь на Харуте и т. д.

А. Штукенберг (1875) при исследованиях в 1874 г. в Печорском крае впервые разграничил каменноугольные и пермские отложения. Затем он обратил внимание на то, что коренные выходы юры в Печорском крае встречаются крайне редко и что во многих случаях А. Кейзерлинг к юре отнес валунные суглинки постплиоцена.

А. Кольштедт на основании поисково-разведочных работ в 1885 г. пришел к заключению, что месторождение меди на р. Большой Харуте заслуживает дальнейшего изучения (Гурский, 1893).

А. П. Кротов (1885а) на основании данных Е. С. Федорова, А. П. Карпинского и А. Штукенберга сделал вывод о том, что в пределах Большеземельской тундры, между Уралом и Тиманом широким распространением пользуются пермские отложения, главным образом артинские песчаники и сланцы.

Начало геологической съемки Печорского края было положено работами Е. С. Федорова 1884—1894 гг., который для бассейна р. Верхней Печоры составил геологические карты и описание обнажений. Им были выделены эозойские сиенито-гнейсы и амфиболиты, отложения девона, карбона и перми. Следуя указаниям Ф. Н. Чернышева, распространение силура Е. С. Федоров ограничивал лишь участками, где была известна соответствующая фауна. Собранные Е. С. Федоровым богатые палеонтологические коллекции монографически изучались Ф. Н. Чернышевым (фауна силура, девона и карбона), А. П. Карпинским (пермские аммониты), И. И. Лагузеню и С. Н. Никитиным (мезозойская фауна). Геологические карты Е. С. Федорова и его полевые дневники долгое время представляли собой единственный материал, который давал наиболее полное и верное представление о геологическом строении юго-восточных районов Печорского края (Федоров, 1896, 1898).

В 1893 г. во время знаменитого путешествия к Северному полюсу Ф. Нансен посетил Югорский Шар, где им у мыса Хабарово из песчаников и сланцев была собрана нижнесилурийская фауна, монографически изученная И. Киером (Kiær, 1902).

Во время путешествий по Большеземельской тундре С. В. Керцелли (1911) по р. Адзьве описал выходы юрских отложений, фауну из кото-

рых изучил Д. Н. Соколов (1928). Кроме того, он обнаружил выходы кайнотипного облика базальтов, петрографическое описание которых было составлено О. О. Баклундом (1910). О. О. Баклунд в 1909 г. при поездке на Полярный Урал совершил также маршрутные исследования на Пай-Хое в районе низовьев р. Кары, где им были обнаружены верхнепалеозойские отложения и кайнотипные вулканические брекчии, которые он принял за тиллиты пермского времени. По его мнению, Карское море в геологическом прошлом представляло собой массив, вокруг которого располагались зоны варисцийской складчатости: Урал, Новая Земля, Пай-Хой и др. (О. Баклунд, 1910, 1912а; Н. Baklund, 1928, 1929).

В 1910 г. Н. И. Эрасси по результатам разведочных работ дает отрицательную оценку месторождению свинцового блеска на р. Ильче (Мамонтов, 1911).

В период с 1904 по 1914 г. Н. А. Кулик (1909, 1914, 1917, 1918), А. В. Журавский (1905, 1908, 1909а, б, 1911) и Д. Д. Руднев (1904, 1905) совершили маршрутные геологические исследования Большеземельской тундры, Пай-Хоя и Полярного Урала. Они впервые изучили геологическое строение гряды Чернышева, где установили палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего и верхнего силура, верхнего девона, карбона и перми, а на Пай-Хое верхний силур и верхний карбон с фауной. Затем они описали юрские отложения и кайнотипные базальты, выступающие по р. Адзьве, верхнемеловые отложения по р. Лемве и др. Был собран материал по четвертичной геологии и геоморфологии Большеземельской тундры. Палеонтологические коллекции Н. А. Кулика, А. В. Журавского и Д. Д. Руднева монографически изучали Д. Н. Соколов (1912, 1928), Н. И. Каракаш (1904), М. Д. Залеский (1913), Г. Н. Фредерикс (1915а) и Ф. Н. Чернышев (1907).

После Великой Октябрьской социалистической революции к изучению геологии Печорского края и Пай-Хоя привлекается большое число специалистов и начинаются планомерные геологические съемки и геологопоисковые и разведочные работы, в результате которых здесь были открыты крупные промышленные месторождения углей.

Начало планомерной геологической съемки Печорского края было положено работами А. А. Чернова (1920, 1925, 1926а, 1927б), В. А. Варсанюфьевой (1928), Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной в 1920—1924 гг. В дальнейшем эти исследователи на основании своих многолетних работ составили геологические карты и монографическое описание для отдельных районов Печорского края (А. Чернов, 1931, 1932а, б, 1935; Варсанюфьева, 1933а, б, 1940; Добролюбова и Сошкина, 1935 и др.). Их труды заложили основы современной геологии Печорского края и прилегающих областей.

Позднее в пределах Печорского края геологическую съемку производили: А. И. Александров (1937 г., 1940 г.); М. В. Бунин, В. Я. Устинов, К. И. Прохорова (1952 г., 1954 г.); П. В. Виттенбург (1944 г.); К. Г. Войновский-Кригер (1944, 1945, 1947б, в, 1951 г., 1956а, б, в); С. Н. Волков (1948); К. К. Воллосович (1956); Ю. Б. Евдокимов (1957 г.); К. П. Евсеев (1956, 1959, 1960); М. М. Ермолаев (1949 г.); Т. К. Кожина (1955); О. А. и А. Г. Кондиайн (1960); В. В. Коперина (1933, 1936); В. А. Котович (1940 г., 1941 г.); И. И. Краснов (1947, 1948); В. М. Ломакин (1944 г., 1945 г.); К. А. Львов (1940 г., 1941 г., 1949 г.); Н. А. Сирин и др. (1948 г.); В. В. Меннер (Сирин и др., 1949 г.); Г. В. Меркулова (1942 г., 1946 г.); М. Е. Ненахов (1945 г.); А. М. Иванова (1956); Н. Н. Иорданский (1931 г., 1932, 1933в); Б. Я. Осадчев (1945, 1947 г., 1951а, б); Н. И. Попович (1957 г.); М. Е. Раабен (1953 г., 1956, 1959); Н. А. Сирин (1945; Сирин и др., 1955 г.); Н. Н. Тихонович (1933, 1941); Г. А. Чернов (1939а, б, 1941, 1945); А. А. Чумаков (1945.

1948); В. А. Чумакова (1941 г., 1945 г.); О. Л. Эйно́р (1945, 1946а, б, в); Н. В. Шмелев (1947а, 1947в); В. М. Янковский (1938 г.) и др.

В результате геологосъемочных работ перечисленных исследователей для значительной части территории Печорского края были составлены геологические карты, разработаны схемы стратиграфии древних толщ, палеозоя и мезо-кайнозоя, получили свое освещение вопросы геоморфологии и тектоники, установлены перспективы распространения целого ряда полезных ископаемых. Особенно важное значение имели геологические исследования А. А. Чернова, который еще в 1920—1921 гг. показал, что в Печорском крае располагается обширная угленосная площадь. Многолетние геологические исследования К. Г. Войновского-Кригера, В. В. Погоревича, А. П. Ротая, Н. Н. Тихоновича, Н. В. Шмелева и многих других содействовали успешному изучению геологии угленосных районов Печорского края. Наиболее полная сводка по геологии Печорского края была составлена в 1951 г. К. Г. Войновским-Кригером.

Начало геологической съемки на Пай-Хое было положено в 1930 г. работами Е. А. Кузнецова и К. И. Астащенко (1938), которые на Югорском шаре впервые четко разграничили нижний силур (ордовик) от более древних толщ и установили там распространение силурийских граптолитовых сланцев. В дальнейшем геологическую съемку на Пай-Хое производили: П. В. Виттенбург (1940); С. Н. Волков (1938); П. С. Воронов (1951); Н. Н. Иорданский (1932); Л. А. Косой и Н. К. Нефедов (1936); В. Н. Кузнецов (1937 г., 1938 г.); В. В. Коперина (1936); Н. А. Кулик (1924, 1925, 1926, 1935а, 1936а, 1938); А. К. Крылова (1937 г., 1938, 1940а); М. Ф. Лобанов (1939); Б. Я. Осадчев (1951б); И. Л. Рыскоков (1932 г., 1939); В. И. Устрицкий (1956б); Иванова и др. (1957); А. В. Хабаков (1945); А. А. Чернов (1936а, б); Г. А. Чернов (1936, 1941 г., 1944, 1945); Б. Б. Чернышев (1938, 1941); Е. А. Шебарова (1936); О. Л. Эйно́р (1941 г., 1943 г., 1945, 1946б) и др.

Работы этих исследователей впервые дали достаточно полное представление о геологическом строении Пайхойского антиклинория и обнаружили в его пределах месторождения углей и флюорита. Кроме того, на полуострове были установлены признаки полиметаллического оруденения. Одна из самых полных и последних сводок по геологии Пай-Хоя составлена В. И. Устрицким (Иванова и др., 1957).

Изучением протерозоя и нижнего палеозоя северных районов Урала и Пай-Хоя занимались И. В. Буссен (1942 г.); К. Г. Войновский-Кригер (1945, 1951 г.); К. П. Евсеев (1956); А. Е. Карякин (1946 г.); В. А. Котович (1940 г., 1941 г.); Е. А. Кузнецов и К. И. Астащенко (1938); К. А. Львов (1949 г., 1955 г., 1956а, б); А. М. Иванова (1956; Иванова и др., 1957); В. В. Маркин (1956, 1958); В. В. Меннер (Н. А. Сири́н и др., 1949 г.); Г. В. Меркулова (1942 г., 1946 г.); М. Е. Ненахов (1945 г.); Б. Я. Осадчев (1944 г., 1947 г., 1951 б); Г. П. Петрунин (1946 г.); Е. Д. Полякова (1944 г.); М. Е. Раабен (1956, 1959); Г. П. Сафронов (1956); Н. А. Сири́н (1945, Сири́н и др., 1948 г., 1949 г.); А. В. Хабаков (1945); А. А. Чернов (1931, 1937); Г. А. Чернов (1940, 1945); А. А. Чумаков (1948) и др.

К. А. Львовым на основании многолетних исследований предложена одна из наиболее обоснованных схем стратиграфии древних толщ Полярного и Приполярного Урала. Наиболее спорными в схеме К. А. Львова являются свиты, относимые им к кембрию, так как до настоящего времени многие исследователи полагают, что кембрий на севере Урала вообще отсутствует.

Изучению стратиграфии нижнего силура (ордовика) на севере Приуралья особенно способствовали работы Г. П. Софронова, М. Е. Ненахова и Г. А. Чернова, которыми впервые на Урале были найдены анга-

реллы — формы, характерные для низов нижнего силура (ордовика). Важное значение для стратиграфии нижнего силура (ордовика) севера Приуралья имеют монографии Б. С. Соколова (1951) по табулятам и Г. Г. Астровой (1940, 1945), по мшанкам. Следует также отметить работы В. В. Маркина (1956, 1958), который для бассейна р. Косью составил один из наиболее полных для Урала палеонтологически охарактеризованных разрезов нижнего силура (ордовика) и Б. Я. Осадчева (1951а), разработавшего наиболее обоснованную схему стратиграфии ордовика для северной окраины Полярного Урала.

Изучению стратиграфии силурийских и девонских отложений Печорского края и Пай-Хоя посвящены работы: В. А. Варсанюфьевой (1940); К. Г. Войновского-Кригер (1945, 1951 г., 1956 в); С. В. Волкова (1938); Е. В. Воиновой (1935); О. А. и А. Г. Кондиайн (1960); Н. А. Кулика (1935 а, б, 1936 а); А. К. Крыловой (1940 г.); Н. В. Литвинович (1936); Н. Н. Иорданского (1928, 1933а); Б. А. Осадчева (1950 г., 1951 б); В. В. Маркина (1958, 1960); А. И. Першиной (1956, 1957а, б); М. Е. Раабен (1959); Е. Д. Сошкиной (1936); В. И. Устрицкого (1956б); А. А. Чернова (1931, 1936а, б); Г. А. Чернова (1944, 1945); Б. Б. Чернышева (1938 г., 1939 г., 1940 г.) и др.

Работы названных исследователей позволили выделить в Печорском крае и на Пай-Хое фаунистически охарактеризованные верхнесилурийские и девонские отложения с подразделениями их на отделы и ярусы. Большое значение в деле изучения стратиграфии силура и девона имеют палеонтологические монографии Е. Д. Сошкиной (1936) по кораллам; Н. В. Литвинович (1936) и Н. Н. Иорданского (1930) по брахиоподам; В. Н. Рябикина (1939) по строматопоридеям; Б. Б. Чернышева (1939 г.) по граптолитам. Кроме того, необходимо отметить, что силурийские и девонские брахиоподы, пеллециподы и гастроподы из коллекций сборов вышеперечисленных исследователей определялись Д. В. Наливкиным, указания которого легли в основу современной схемы расчленения силурийских и девонских отложений Печорского края и Пай-Хоя. Наиболее полная сводка по силуру и девону Печорского края составлена К. Г. Войновским-Кригер (1951 г.). Для Пай-Хоя руководящее значение имеют схемы разрезов силура и девона, составленные А. К. Крыловой и Б. Б. Чернышевым. Наиболее полная сводка по силуру и девону Пай-Хоя принадлежит В. И. Устрицкому (1956б).

Стратиграфию каменноугольных отложений Печорского края и Пай-Хоя изучали: В. А. Варсанюфьева (1940); К. Г. Войновский-Кригер (1945, 1947б, в, г, д, 1951); С. Н. Волков (1938); П. С. Воронов (1951); Т. А. Добролюбова (1926а, 1930а, 1932, 1936а, б); Н. А. Кулик (1922, 1935а, 1936а); А. К. Крылова (1940а); Б. Я. Осадчев (1951б); А. П. Ротай (1944, 1947а); В. П. Тебенков (1927); В. И. Устрицкий (Иванова и др., 1957); А. А. Чернов (1936, 1940а, б, 1947а); Г. А. Чернов (1945); А. А. Чумаков (1948); О. Л. Эйно (1945, 1946б) и др.

Успешному изучению стратиграфии карбона Печорского края содействовали монографии Д. М. Раузер-Черноусовой (1936, 1947) по фораминиферам; Т. А. Добролюбовой (1936б) по кораллам; Г. Н. Фредерика по брахиоподам (1915, 1921, 1927).

Особенно обширный объем работ был выполнен по изучению стратиграфии и угленосности пермских отложений. Эти работы производили: К. Г. Войновский-Кригер (1941 г., 1944, 1947, 1951 г.); В. П. Горский (1960); С. А. Голубев (1948, 1950, 1954); Т. А. Добролюбова (1930а, 1932); Г. А. Иванов (1947); Н. Н. Иорданский (1933в); В. В. Коперина (1936); А. В. Македонов (1957 г.); А. К. Матвеев и Ф. А. Бочковский (1931, 1935); М. И. Парханов (1956); В. В. Погоревич (1956); Т. Н. Пономарев (1935, 1936, 1937, 1938, 1939); Д. М. Раузер-Черноусова (1947);

А. П. Ротай (1947а); Н. Н. Тихонович (1933); В. И. Устрицкий (Иванова и др., 1957); А. В. Хабаков (1945а, б); А. А. Чернов (1932а, б, 1933, 1940а, 1947а, б); Н. В. Шмелев (1947б, 1948, 1956); М. И. Шульга-Нестеренко (1936); О. Л. Эйнон (1941, 1945, 1946б) и др.

Мшанки из пермских отложений Печорского края описаны М. И. Шульга-Нестеренко (1931, 1933), кораллы ругоза Т. А. Добролюбовой (1936б) и Е. Д. Сошкиной (1928), фораминиферы Д. М. Раузер-Черноусовой и др. (1936а, 1947).

Пермская флора Печорского края и Пай-Хоя изучалась М. Д. Залесским (1927, 1930, 1937), М. Д. Залесским и Е. Ф. Чирковой (1938) и М. Ф. Нейбург (1948, 1954). Работы по спорово-пыльцевому анализу пермских угленосных отложений Печорского края велись С. Н. Наумовой и Н. А. Болховитиной (1947) и затем Л. К. Смирновой (1947а, 1947б).

Большой интерес представляют работы Г. А. Иванова (1947), А. В. Македонова (1956), Л. И. Сарбеевой (1947), Л. Л. Котикова (1947а) и других исследователей, устанавливающих на основании изучения литологии циклическое строение разрезов пермских угленосных отложений Печорского края.

Мезозойские отложения Печорского края изучены сравнительно слабо. Их описание приводится в работах В. И. Бодылевского (1935 г.); Б. И. Грибанова (1956); Н. Н. Иорданского (1933б); В. В. Копериной (1933); В. А. Котовича (1940 г.); Н. А. Кулика (1917); А. А. Чернова (1929); О. Л. Эйнора (1939, 1940); С. Н. Волкова и Н. В. Яцюк (1937а, б).

Описанию четвертичных отложений и геоморфологии Печорского края и Пай-Хоя посвящены работы: Д. К. Александрова (1940 г.); А. Н. Алешкова (1930, 1931а, 1934а, б, 1935а); А. Г. Бер (1941 г., 1948); С. Г. Боча (1935, 1937, 1939, 1946, 1948, 1956; Боч и Краснов, 1946, 1951а, б); А. И. Блохина (1942 г.); В. А. Варсанюфьевой (1926а, 1929а, б, 1932, 1933а, 1934а, б, 1939, 1940); К. К. Воллосовича (1956); П. С. Воронина (1951); А. А. Григорьева (1924); Н. Н. Иорданского (1939); М. С. Калецкой и А. Д. Миклухо-Маклая (1958); И. И. Краснова (1946, 1947, 1948); М. П. Кудрявцева (1946); Н. А. Кулика (1918, 1923); О. А. Ливеровского (1933а, б); В. В. Ламакина (1948); Г. П. Софронова (1944б); Н. А. Сирина (1947, 1956г); Е. Ф. Станкевич (1955г.); Г. А. Чернова (1939б, 1940, 1941 г., 1944 г., 1947); Н. В. Шмелева (1942 г.); С. А. Яковлева (1947, 1955); В. М. Янковского (1938 г.) и др.

Основы современной стратиграфии четвертичных отложений и геоморфологии Печорского края заложены трудами В. А. Варсанюфьевой, А. А. Григорьева и А. А. Чернова. Наиболее полные очерки геоморфологии и четвертичных отложений Пай-Хоя даются в статьях В. А. Дементьева и Н. Н. Иорданского. Для Полярного Зауралья С. Г. Боч приводит наиболее обстоятельный очерк истории геологического развития в четвертичный период, а Г. П. Софронов на основе обширного фактического материала, полученного при геологоразведочных работах, составил одну из детальных схем стратиграфии четвертичных отложений.

Вопросы вулканизма и петрографии изверженных пород Пай-Хоя и северных районов Урала освещаются в работах: А. Н. Алешкова (1929а, б; 1935б, 1937а, б); А. Н. Заварицкого (1932, 1937); Н. Н. Иорданского (1933б); Т. К. Кожинной (1945, 1955); Е. А. Кузнецова и И. А. Преображенского (1936 г., 1941); Н. А. Кулика (1925, 1935а, б); Е. П. Молдаваницева (1944а, б); Ю. Е. Молдаваницева (А. М. Иванова и др., 1957); В. Ф. Морковкиной (1955); А. А. Музылева (1935 г.); Г. Л. Падалка (1936, 1937); И. А. Преображенского (1941); Г. П. Соф-

ронова (1944а, 1948); В. М. Сергиевского (1948, 1958); Н. А. Сирина и Г. В. Шмаковой (Сирин, 1945; Сирин и др., 1949 г., 1955 г.); Н. В. Яцюк (1938 г., С. Н. Волков и Н. В. Яцюк, 1937а, б) и др.

Вопросам тектоники Печорского края и прилегающих к нему областей посвящены работы: В. А. Варсанюфьевой (1940); К. Г. Войновского-Кригер (1945, 1956б); С. Н. Волкова (1938); И. И. Горского (1958); В. В. Меннер (Сирин и др., 1949); Д. В. Наливкина (1943); Б. Я. Осадчева (1951а, б); М. Е. Раабен (1953 г.); Н. Н. Тихоновича (1933, 1941); В. И. Устрицкого (Иванова и др., 1957); А. В. Хабакова (1945а, б, 1947 г.); Н. П. Хераскова (Сирин и др., 1955 г.); Н. С. Шатского (1935, 1936, 1948); А. А. Чернова (1926а, б, 1929б, 1932а, б, 1936 а, б, 1937); О. Л. Эйнора (1945, 1946а, б) и др.

Подавляющее большинство исследователей рассматривают Печорский край и Пай-Хой как единую в геотектоническом отношении складчатую область, представляющую собой передовой прогиб Уральской геосинклинали. В ее пределах выделяется ряд складчатых структур: Пайхойский антиклинорий; антиклинали Енганэ-Пэ, Манита-Ныр, Большой Кожвы, Войская, Вуктыльская и др; Печорская депрессия, Усинский синклинорий и др.

Проблема взаимоотношений Урала и Пай-Хоя освещается в работах: К. Г. Войновского-Кригер (1945, 1956а, б); С. Н. Волкова (1938); П. С. Воронова (1951, 1956); И. И. Горского (1958); В. А. Дедеева (1958); Б. Я. Осадчего (1951 г.); В. И. Устрицкого (1956а; Иванова и др., 1957); А. В. Хабакова (1945а, б); Н. П. Хераскова (Сирин и др., 1955 г.); А. А. Чернова (1936а, б); Н. С. Шатского (1948); О. Л. Эйнора (1946а, б) и др. Однако эта проблема до настоящего времени не получила еще своего окончательного решения.

После Великой Октябрьской социалистической революции в Печорском крае и на Пай-Хое широко развернулись поисково-разведочные работы. Особенно большой размах они получили после постройки Печорской железнодорожной магистрали.

Первое описание месторождений углей и угленосных районов Печорского края было составлено А. А. Черновым (1925, 1926а, 1932а, б, 1935, 1936а, б, 1944 г., 1948б и др.), А. К. Матвеевым и Ф. А. Бочковским (1931, 1935), Н. Н. Иорданским и Г. А. Черновым (1933в) и др. В дальнейшем угленосные районы и месторождения углей Печорского края изучали: Г. Г. Богданович (1948 г.); К. Г. Войновский-Кригер (1941, 1944, 1947а, в); М. С. Волков (1931); С. А. Голубев (1948 г.); Г. А. Иванов (1947); Н. Н. Иорданский (1932); М. Г. Клименко (1948); В. В. Коперина (1936); А. В. Македонов (1956); В. В. Погоревич (1948, 1956); Т. Н. Пономарев (1936, 1938, 1939, 1942); Н. И. Родный (1948); А. П. Ротай (1947а); В. М. Рябухо (1946); Н. Н. Тихонович (1933, 1938); Ф. П. Хатушев (1948); Г. А. Чернов и Н. Н. Иорданский (1932 г.); Н. В. Шмелев (1956); О. Л. Эйно́р (1939, 1941 г.) и др.

В настоящее время в Печорском крае обнаружен целый ряд крупных месторождений каменных углей, которые приурочены к обширному пермского возраста угленосному бассейну, имеющему по своим запасам большое народнохозяйственное значение.

В бассейне р. Средней Печоры и в других районах Печорского края известен ряд благоприятных для нахождения месторождений нефти структур, которые сейчас изучаются. Вопросы нефтеносности Печорского края и прилегающих к нему районов освещаются в работах: В. Я. Аврова (1958 г.); К. Г. Войновского-Кригер (1951 г.); Т. А. Добролюбовой (1931; Добролюбова и Сошкина, 1935); В. М. Касьянова (1944 г.); А. Я. Кремса (1944 г.); А. Н. Крыловой (1938, 1940а, б); Т. Н. Пономарева (1936); О. А. Солнцева и Т. И. Кушнарева (1957);

Н. Н. Тихоновича (1933, 1938); А. А. Чернова (1909, 1926а, б, 1927, 1932а, б, 1935, 1947а, б, 1948а); Г. А. Чернова (1945, 1958) и др.

В Печорском крае и на Пай-Хое изучением железного и полиметаллического оруденения занимались: В. А. Вакар (1937, 1941); П. В. Виттенбург (1940); Л. Я. Гольдин (1944 г.); М. М. Ермолаев (1948); Н. А. Кулик (1932 г., 1933 г., 1935а, 1937 г.); А. А. Музылев и Д. Н. Покровский (1934 г., 1935 г.); И. А. Преображенский (1944 г.); Г. П. Софронов (1944а, 1948); Н. Н. Тихонович (1933 г.); А. А. Чернов (1935, 1948а); А. А. Чумаков (1948); И. Н. Чирков (1942 г., 1944); А. В. Хабаков (1945) и др. Месторождения марганца изучали И. И. Гинзбург (1944 г.); Н. А. Сирин (1945) и Г. А. Чернов (1944 г.).

На Приполярном Урале известны месторождения пьезокварца, описание которых приводится в работах А. Н. Алешкова (1933, 1934б, 1937а, б, в); М. Ф. Белякова (1940, 1945, 1946); С. Г. Боча (1939, 1944); И. Е. Карякина (1958); Г. Г. Леммлейна (1927, 1939); Г. Г. Леммлейна и Б. Я. Осадчева (1945); Г. В. Меркуловой (1942, 1946); Н. И. Шафрановского (1937) и др.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

РЕЛЬЕФ

Северный край (кроме Урала и Пай-Хоя) входит в состав громадной Восточно-Европейской равнины, которая в пределах рассматриваемой территории наклонена к северу, остальная, большая ее часть, имеет преимущественно уклон к югу. Там, где происходит смена в направлении указанных уклонов, наблюдается слабо приподнятая, весьма мало расчлененная равнина. Этот Северодвинско-Волжский, или, иначе, Беломорско-Каспийский, водораздел, именуемый, не совсем удачно Северными Увалами. Здесь проходит южная граница рассматриваемой территории.

На крайнем ее западе имеется много озер, подчас крупных. Рельеф местами здесь сильно расчленен и по своему характеру больше походит на рельеф соседней Карельской АССР, чем основной части Северного края. Следовательно, западную границу территории в противоположность южной в орографическом отношении нельзя признать естественной.

На север равнина простирается вплоть до Белого, Баренцева и Печорского морей, а на востоке доходит до Урала, западный склон которого, как и Пай-Хой, включен в пределы рассматриваемой территории.

Всю равнину с юго-востока на северо-запад пересекает Тиманский кряж, разделяя ее на две части. К востоку от него лежит Печорская равнина, к западу — Онего-Двино-Мезенская. Продолжением Тиманского кряжа на п-ове Канин служит Канин Камень.

Таким образом, выделяются следующие более или менее обособленные крупные орографические области: Западная озерная равнина, Онего-Двино-Мезенская равнина, Тимано-Канинский кряж, Печорская равнина, хребет Пай-Хой, западный склон Урала (рис. 3).

ЗАПАДНАЯ ОЗЕРНАЯ РАВНИНА

Эта область включает довольно разнородные элементы. На юге ее расположена плоская, изобилующая небольшими озерами Молого-Шекснинская низина с высотами, редко превышающими 100 м. Она принадлежит к бассейну р. Волги и вытянута в юго-восточном направлении, обнаруживая небольшой уклон в эту же сторону. Андомская возвышенная гряда с преобладающими высотами в 200 м отделяет ее от меридионально вытянутой низины, которая включает в себя длинные, относительно узкие озера: Кубенское, Воже, Лаца.

На севере Западная озерная равнина сливается с долиной р. Онеги, а на юге — с Сухонской низиной. Крупнейшее в Северном крае Белое озеро отделено от описанной меридиональной низины полукольцом небольших возвышенностей. Западнее располагается плато, вытянутое в северо-восточном направлении и уходящее на юго-западе далеко за пределы Северного края. Здесь преобладают высоты, близкие 200 м;

отдельные возвышенности превосходят 250 м. Плато изобилует небольшими озерами, отличающимися от расположенных в низинах изрезанностью своих берегов. Местами, главным образом там, где плато повы-



Рис. 3. Схема расположения орографических областей Северного края

- 1 — Западная озерная равнина; 2 — Онежско-Двино-Мезенская равнина; 3 — Тимано-Канинский кряж; 4 — Печорская равнина; 5 — хребет Пай-Хой; 6 — западный склон Урала

шается, поверхность его довольно сильно расчленена. Так, например, Андомская гора на 40 м возвышается над окружающей местностью. Самые высшие точки отмечены здесь у западной границы области. Одна из них достигает 277 м высоты. Между Белым и Онежским озерами протягивается узкая низина, разрезающая плато. По ней протекают реки Ковжа и Вытегра; здесь же расположен соединяющий их Мариинский канал.

Севернее Андомской горы плато начинает заметно снижаться и переходит в ориентированную также на северо-восток Кенозерскую гряду, изредка превышающую 150 м, которая протягивается вплоть до своеобразной возвышенности, именуемой Ветреным поясом, вытянутой в северо-западном направлении и отличающейся резко расчлененным рельефом. Развитые здесь древние базальты, почти вовсе не прикрытые плащом четвертичных отложений, образуют крутосклонные пики, что придает местности вид настоящего горного ландшафта. Между тем абсолютные высоты здесь незначительны. Лишь отдельные вершины поднимаются выше 300 м, а 350 м достигает только одна вершина Большой Лев. Ветренный пояс изобилует мелкими озерами.

ОНЕГО-ДВИНО-МЕЗЕНСКАЯ РАВНИНА

Основными морфологическими элементами этой области являются обширные водораздельные плато, с преобладающими высотами в 200 м, и низины, занятые хорошо разработанными речными долинами. Обычно водоразделы плоски. Наибольшей расчлененностью они обладают в западных частях, что, в частности, хорошо отражено в распределении озер, количество которых к востоку (примерно восточнее меридиана устья р. Ваги) резко уменьшается.

Сравнительно большая расчлененность западных частей, обязанная широкому распространению здесь насаженных ледниковых форм, роднит их по характеру рельефа с Западной озерной равниной. Этот район может рассматриваться как переходная зона между двумя смежными областями.

Онего-Двино-Мезенская равнина имеет форму трапеции, у которой одна из двух параллельных сторон, имеющих северо-восточное направление, проходит вдоль Беломорско-Каспийского водораздела, а другая, более короткая, приблизительно обозначается морским побережьем. Вся равнина полого наклонена к северо-западу. В этом же направлении течет и большинство наиболее крупных рек, расположенных перпендикулярно Беломорско-Каспийскому водоразделу и параллельно Тиманскому кряжу, ограничивающему область с востока (Северная Двина, Пинега, Вашка, Мезень, отчасти Онега). Исключением являются реки Сухона и Вычегда, текущие вдоль Беломорско-Каспийского водораздела, и Вага и Онега, в средней и верхней своих частях имеющие меридиональное направление.

Наиболее обширным и в то же время наименее расчлененным является плато, служащее водоразделом между бассейнами Белого и Каспийского морей. Здесь преобладают высоты около 200 м и нигде в пределах области они не достигают 250 м.

С севера плато ограничивается узкой извилистой депрессией рек Вычегды, Малой Северной Двины и Сухоны. Лишь в верховьях Сухоны низина значительно расширяется, соединяется с Лача-Воже-Кубенской и далее с Онежской низменностями и протягивается вплоть до морского берега.

Плато, отделяющее описанную депрессию от Важской, а далее к северу от Северодвинской, не высоко. Наиболее приподнятые его участки, достигающие 200 м и иногда более, расположены у истоков р. Ваги и близ станций Коноша и Няндомы. Они отличаются значительно более расчлененной поверхностью. Плато вытянуто в меридиональном направлении. К северу от Няндомских высот, превышающих иногда 250 м и являющихся наиболее высокими точками области, в него врезаются со стороны р. Онеги глубокая Мошинская впадина, с отметками дна 60—80 м. Далее к северу плато постепенно снижается, при-

чем в двух местах прорезается вкрест простирающихся долинами рек Емцы и Кодины; наконец, на Онежском полуострове плато снижается настолько, что переходит в низину.

Восточнее плато расположена меридиональная Важская низина, сливающаяся примерно на широте г. Шенкурска с Северодвинской долиной. Обращает на себя внимание ее значительная ширина, во много раз превосходящая, например, ширину Вычегодской депрессии.

Вашско-Северодвинский водораздел представляет собой плато с преобладающими высотами 150—200 м и лишь изредка достигающими 220 м. Его прорезает р. Устья, образующая здесь крупную, чрезвычайно резко выраженную северную излучину. Лежащая к востоку Северодвинская депрессия по своей ширине в области верхнего течения р. Северной Двины не превосходит Важскую. Лишь слившись с последней, она резко расширяется и в таком виде доходит до Двинской губы.

Невысокое, но обширное плато, лежащее к северу от р. Вычегды, расчленяется реками Пинегой, Вашкой и Мезенью на три обособленных водораздела. Наиболее приподнят из них Пинежско-Двинский, где нередки высоты, превосходящие 200 м. Река Пинега в нижнем своем течении обрезает его, но далее к северу снова протягивается, правда, несколько менее высокое, плато; оно доходит в районе Зимних Гор до морского берега, где круто обрывается, образуя почти отвесный уступ высотой около 100 м.

Пинежско-Вашский и Вашско-Мезенский водоразделы несколько ниже, средняя их высота примерно равна 175 м.

Депрессии в нижнем течении рек Пинеги и Мезени нешироки; эти реки отличаются крутизной берегов. Долина же сравнительно небольшой р. Кулоя достигает 25—30 км ширины.

Пинежско-Вашский водораздел тянется в виде плато примерно до р. Мезенской Ежуги, севернее которой он переходит в низину (менее 100 м высоты). Эта покатыя к северу депрессия служит далее Кулово-Мезенским водоразделом и близ морского побережья достигает громадной ширины, простираясь от низовьев р. Мегры до низовьев р. Пеши; далее она охватывает значительную часть п-ова Канин, прорезаемого сквозной долиной рек Чижи и Чеши, и на севере доходит до самого Канина Камня.

На юго-востоке области должны быть отмечены более или менее меридиональные Вымская и Вишерская низины, а также Кельтменская сквозная депрессия, соединяющая Вычегодскую низину с Камской. В средней ее части был прорыт канал (Екатерининский), благодаря которому установлен водный путь между реками Вычегдой и Камой.

ТИМАНО-КАНИНСКИЙ КРЯЖ

Тимано-Канинский кряж представляет собой полосу возвышенностей, вытянутых в северо-западном направлении и идущих от верховьев р. Вычегды, где кряж наиболее приближается к Уралу, до побережья Чешской губы. На другом берегу последней, в пределах Канина полуострова, можно также проследить возвышенность, которая является как бы продолжением собственно Тимана. Это Канин Камень, который иногда называется хребтом Пае. Он значительно уже Тимана и вытянут не в северо-западном направлении, как последний, а в западно-северо-западном. Возвышенность эта, пересекая Канин полуостров от Чешской губы до Баренцева моря, глубоко вдается в море в виде узкого длинного мыса.

Тиман служит водоразделом рек Мезени и Печоры, а на севере — рек Индиги и Пеши. Его часто подразделяют на Северный, Централь-

ный и Южный, но определенных границ между этими частями нет. Преобладают высоты, близкие к 200 м; отдельные возвышенности достигают 470 м.

Канин Камень менее выражен в рельефе, чем Тиман. В большинстве мест он не подымается выше 200 м, а наиболее высокая его точка — сопка Тортолха — имеет отметку 210 м.

Севернее р. Цильмы, пересекающей весь Тиман, выделяют ряд параллельных возвышенных гряд. Наиболее восточной является Каменноугольная гряда, вдающаяся в море в виде узкого Святого Носа. Западнее протягивается Чайцынский Камень, далее Тиманский Камень (к югу от р. Сулы носящий название Хайминского Камня) и, наконец, крайний западный и наиболее низкий Косминский Камень. Преобладающие высоты этих гряд близки к 175 м, а наивысшие — до 250 м. Гряды эти очень слабо выражены в рельефе.

Южнее р. Цильмы Тиман значительно подымается и расширяется, а далее к югу от р. Кедвы снова сужается и понижается. На участке между этими двумя реками преобладают высоты, превышающие 200 м. В районе истоков р. Цильмы Тиман приподнят до 350 м — это так называемая Валсовская возвышенность. Максимальной высоты Тиман достигает между верховьями рек Мезенской Пижмы и Мезени, где расположен Четлаский Камень, представляющий собой возвышенное плато со средними отметками 400 м. К западу и северу оно понижается постепенно, с остальных же сторон круто обрывается, образуя уступ до 150 м высоты. Отдельные гольцы значительно возвышаются над плато, самый высокий из них — Гнильский — достигает 485 м и является высшей точкой не только Тимана, но и всего Северного края, если не считать, конечно, Урала.

Платообразный водораздел между верховьями рек Кедвы и Выми, носящий название Пок-Ю-Из, достигает в одной точке высоты 310 м. К югу отсюда начинают преобладать высоты, близкие к 200 м. Однако на водоразделе рек Нившеры и Седь-ю, где расположена Оч-Парма, имеется гора Пот-Чурк, достигающая 323 м высоты.

В заключение следует подчеркнуть, что даже наиболее приподнятые части Тимана, называемые то камнями, то грядами, то пармами, имеют, за редкими исключениями, ровную платообразную поверхность (Малыхов, 1940б; Чернышев, 1915).

ПЕЧОРСКАЯ РАВНИНА

Печорская равнина ограничена с запада Тиманом, с востока — Северным и Полярным Уралом, с северо-востока — Пай-Хоем, с севера — Баренцевым морем. На крайнем юго-востоке области, там, где Тиман близко подходит к Уралу (но все же не соприкасается с ним), расположено невысокое плато, являющееся Печоро-Вычегодско-Камским водоразделом. Оно отделено от основного Беломорско-Каспийского водораздела Кельтменской депрессией.

Почти вся рассматриваемая область, за исключением неширокой прибрежной полосы на северо-востоке и северо-западе, входит в пределы бассейна р. Печоры, которая несколько раз на своем протяжении чрезвычайно круто меняет направление. Часто Печорской равниной называют лишь ту часть рассматриваемой области, которая расположена к югу от широтных отрезков рек Печоры и Усы. Территория, лежащая к северу от них, называется Большеземельской тундрой, а район, расположенный между Северным Тиманом и низовьями р. Печоры, известен под названием Малоземельской тундры.

В верхнем своем течении р. Печора прижата к Уралу, а р. Ижма — к Тиману. Плато, служащее их водоразделом, сильно сужено на юге и расширяется к северу. В этом направлении оно имеет пологий уклон. На юге средняя его высота 200 м, а в отдельных пунктах достигает 250 м. Далее к северу оно становится, как правило, ниже 200 м, а севернее устья р. Кожвы (т. е. уже в пределах громадной северной излучины р. Печоры) не достигает и 150 м. Печоро-Ижемский водораздел обычно почти плоский и лишь местами здесь встречаются аккумулятивные холмы ледникового происхождения.

Описанное плато отделяется от северных частей области Печорской депрессией, достигающей наибольшей ширины в месте слияния рек Печоры и Усы. У с. Усть-Цильмы низина эта резко меняет свое широтное направление на меридиональное, постепенно расширяясь к северу с тем, чтобы в области дельты р. Печоры принять северо-восточное направление. У места впадения р. Печоры в Коровинскую губу она сливается с прибрежной низиной, так называемой лаптой, которая в виде узкой полосы протягивается вдоль берега Баренцева моря. Отметки низины даже в районе устья р. Усы не превышают 50 м.

Область, лежащая к северу и востоку от нее и простирающаяся до Урала, Пай-Хоя и побережья Баренцева моря, представляет собой холмистую равнину — это Большеземельская тундра. Специфической чертой ее рельефа являются так называемые «мусюры» — вытянутые холмы грядового характера, располагающиеся на водоразделах и сложенные рыхлым материалом.

Они возвышаются над окружающей местностью на 40—50 м. Их рассматривают обычно как конечноморенные образования, хотя есть основания думать, что они в какой-то мере обязаны своим происхождением тектоническому рельефу дочетвертичных пород (Зеккель, 1940). Меньшую роль в рельефе играют курганообразные «мыльки». Некоторые из них, например Черна-Мыльк и Конко-Мыльк, достигают значительной величины.

На востоке Большеземельской тундры расположена гряда Чернышева. Это относительно неширокая возвышенность, отчленяющаяся от Урала южнее широтного отрезка р. Усы и протягивающаяся сначала в меридиональном, а затем в северо-восточном направлении. Поверхность ее плоская, а склоны так пологи, что обычно на глаз не заметны. Преобладающие высоты колеблются в пределах 175—200 м. Выше гряда подымается только в отдельных пунктах, чаще всего в северо-восточном углу Большеземельской тундры, в области стыка Пай-Хоя с Уралом. Кроме того, можно указать на полосу возвышенностей, идущих примерно от устья р. Ижмы до верховьев р. Лаи. Обычно они характеризуются отметками 150—175 м и лишь на крайнем севере и юге достигают 200 м. Долгое время считалось, что главной возвышенностью Большеземельской тундры является так называемый Земляной, или Большеземельский, хребет, протягивающийся в широтном направлении от низовьев р. Печоры до стыка Урала с Пай-Хоем и служащий водоразделом между реками, текущими на юг и впадающими в широтные отрезки рек Усы и Печоры, и реками, которые несут свои воды в Баренцево море. В последнее время некоторые исследователи отрицают существование такого «хребта» в качестве орографического целого¹.

Во всяком случае, цепь прерывистых возвышенностей с почти широтной ориентировкой хорошо прослеживается на водоразделе рек

¹ Вопрос этот все же не совсем ясен, непонятно, как ненцы, превосходно знающие местность, могли бы присвоить единое название возвышенности, которой в действительности нет в природе.

Шапкиной и Черной, где они достигают местами 250 м высоты, и между реками Колва-вис и Хоседа-ю, где Верга-Мусюр подымается до 175 м. Меридионально вытянутый Еней-Мусюр, служащий водоразделом рек Черной и Колы, достигает местами 200 м высоты. Еще более приподнят Вангурей-Мусюр, в одном пункте достигающий высоты 275 м, наибольшей для всей Печорской равнины.

Трудно установить преобладающую ориентировку мусюров Большеземельской тундры: на западе она, видимо, приближается к северо-северо-восточной, а на юго-востоке — к меридиональной.

По всей Большеземельской тундре разбросано много озер. В некоторых местах количество их так велико, что, находясь на какой-либо вершине мусюра, их можно насчитать больше сотни. Нередки случаи, когда озера, принадлежащие к одной и той же группе, находятся на существенно различных гипсометрических уровнях и не имеют сообщения друг с другом.

В Малоземельской тундре самой крупной возвышенностью, достигающей в двух точках 200 м высоты, является вытянутая в северо-восточном направлении Ненецкая гряда, а по наиболее крупной депрессии протекают реки Андига, Сойма и Сула (в нижнем своем течении). В северной части Печорской равнины отсутствует симметричность в ориентировке возвышенностей и депрессий, что можно объяснить сравнительной молодостью и невыработанностью ее современного рельефа (Зеккель, 1940, 1948, 1951).

ХРЕБЕТ ПАЙ-ХОЙ

Хребтом Пай-Хой называется система возвышенностей, расположенных на полуострове, омываемом водами Печорского моря, Югорского Шара и Карского моря. Возвышенность эта вытянута с юго-востока на северо-запад и служит водоразделом между системами рек Кары и Коротайхи. Однако некоторые крупные реки, например Силовая-яхи, пересекают наиболее возвышенную часть Восточного Пай-Хоя; на юго-востоке она близко подходит к Полярному Уралу.

Северо-западным продолжением Пай-Хоя является о-в Вайгач, отделенный от материка нешироким Югорским Шаром. Остров Вайгач значительно ниже Пай-Хоя, лишь высшая его точка гора Болванская достигает 162 м высоты; преобладают же отметки, близкие 100 м.

Пай-Хой состоит из обособленных вытянутых, часто не параллельных друг другу гряд, отдельные вершины которых, имеющие чаще всего округлые очертания, обычно не подымаются выше 300 м. В то же время здесь есть ряд вершин с отметками, близкими к 350 м, а высшая точка — гора Мор-Пе — достигает 470 м высоты. Каменные гребни, значительно приподнятые над окружающей местностью (на 100—150 м), встречаются лишь изредка в центральной части хребта. Между грядами расположены широкие понижения, отличающиеся лишь слегка волнистой поверхностью и часто занятые осоковыми болотами. В общем, Пай-Хой, по свидетельству некоторых исследователей, скорей имеет характер мелкосопочника, а не кряжа, и тем более он не похож на хребет. В то же время, если рассматривать его с прилегающей к нему низменной тундры, он производит действительно впечатление настоящего хребта.

Пай-Хой наиболее высок в центральной своей части, в области верховьев рек Талаты, Великой, Себь-яхи и Хэй-яхи. Во все стороны отсюда он постепенно снижается, однако и здесь отдельные вершины окраинных частей подымаются до высоты 250—300 м. К таким пери-

ферическим «хребтам» могут быть отнесены: Пай-Дая-Хой, Большой и Малый Едыней и некоторые другие. Спускаясь к морю, Пай-Хой обычно образует ступенчатый склон. Поверхности отдельных ступеней то совершенно выровнены, то несут на себе холмы, относящиеся к насаженным, аккумулятивным ледниковым формам рельефа. Узкая прибрежная полоса низменна. Реки, прорезающие Пай-Хой то вдоль его длинной оси (р. Великая), то поперек (р. Сибирча, Хэй-яха и др.), глубоко врезаны и не образуют широких долин. Помимо этого, рельеф осложняется иногда присутствием провальных воронок и древних цирков (Алешков, 1931б; Ливеровский, 1933а).

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Уральский хребет простирается в основном в меридиональном направлении и лишь начиная примерно от 65-й параллели он начинает заметно отклоняться к востоку, приобретая необычную северо-восточную ориентировку. Эта часть известна под названием Полярного Урала, меридиональная часть в пределах рассматриваемой территории относится к Северному Уралу¹.

Северная часть Полярного Урала и Северный Урал выходят за границы рассматриваемой территории. На западном склоне, параллельно главному водораздельному хребту, протягивается цепь узких возвышенностей, именуемых пармами.

Наиболее значительна по протяжению Иджид-Парма, достигающая в северной части на берегу р. Подчерема наибольшей высоты — 600 м. К северу ее сменяют более низкие Ичед-Парма, Овин-Парма, затем Метвая Парма, высшая точка которой приподнята на 853 м. Эти возвышенности отделены от главного водораздельного хребта меридионально вытянутыми узкими понижениями, в которых находят себе место неширские речные долины. Главный водораздельный хребет Северного Урала представляет собой покрытую лесом горную страну, с гольцовыми вершинами. Многие из них превышают 1000 м, а самые высшие точки достигают 1678 м (гора Неройка) и 1694 м (гора Тельпос-Из).

Однако наиболее высок Урал там, где он меняет свое меридиональное простираение на северо-восточное. Здесь сосредоточены все наиболее крупные вершины: Сабля (1648 м), Колокольня (1700 м), Карпинского (1815 м) и, наконец, высшая точка всего Урала гора Народа, приподнятая на 1883 м над уровнем моря. В этом месте Урал достигает своей наибольшей ширины (более 150 км) и подразделяется на ряд параллельных хребтов северо-восточного простираения: Народо-Итьинский, Исследовательский, Восточный Саледы, Западный Саледы, Обе и Вой-Выл-Чугра. К северу от верховьев р. Лемвы Урал резко сужается и заметно понижается, хотя отдельные пики, превышающие 1000 м, встречаются нередко и здесь, а высшая точка — гора Пай-Ер — достигает 1500 м. В нескольких местах его пересекают поперечные долины, в которых верховья рек Печорской и Обской систем иногда сильно сближаются друг с другом. Севернее 67-й параллели снова наблюдается известное расширение Урала, которое здесь, однако, не сопровождается его подъемом. Наивысшей отметки достигает гора Хайуды-Пай (1269 м).

¹ В последнее время С. Г. Бочем на основании целого ряда орографических, а также геоморфологических, структурных и иных данных дается более подробное подразделение на районы. Им выделяются: Северный Урал (до 64° с. ш.), Приполярный Урал (от 64° до 65° 45' с. ш.), Полярный Урал (от 65° 45' до сквозной долины Ельца-Соби под 67° с. ш.) и Заполярный Урал (от 67° с. ш. до Константинова Камня).

Полярный Урал представляет собой суровую, почти лишенную древесной растительности, скалистую горную страну и в этом отношении также заметно отличается от Северного.

СТЕПЕНЬ ОБНАЖЕННОСТИ

Если говорить о Северном крае в целом, то обнажен он слабо. Основными причинами этого являются: равнинность большей части территории, ее невысокое гипсометрическое положение и большая мощность четвертичного покрова. Немалое значение имеет и то обстоятельство, что благодаря влажности климата и оползневым явлениям все обнажившиеся участки быстро задерновываются (если речная боковая эрозия перестает действовать).

Территории, сложенные известняками, значительно лучше обнажены, чем те, где развиты песчано-глинистые породы. Большое значение имеет и относительная древность гидрографической сети. Нередко приходится наблюдать древнюю реку с широкой долиной и почти необнаженными берегами, а неподалеку от нее — молодую реку, изобилующую свежими обнажениями.

Большинство обнажений расположены по берегам рек. К морскому побережью и к водораздельным пространствам приурочено относительно ничтожное их количество. Сравнительно хорошо обнажаются коренные породы водоразделов лишь в горных — гольцовых районах, а именно — в узкой полосе относительно высокогорного Урала и частью на Среднем Тимане. Изобилуют обнажениями в некоторых частных случаях и равнинные водоразделы. Это имеет место главным образом в районах, где неглубоко залегает пермская гипсово-доломитовая толща и где вследствие этого, широко развито карстообразование.

Лучше всего обнажены складчатые области Урала, Тимана и Пай-Хоя. К наименее обнаженным относятся: большая часть Печорского бассейна (в особенности северные части — Большеземельская и Малоземельская тундры), п-ов Канин (за исключением Канина Камня) и область Северных Увалов. Несколько большей, но все же весьма слабой обнаженностью отличаются р. Вычегда на большей части своего протяжения, область озер Белого, Кубенского, Воже, Лача, а также р. Сухона в своем верхнем течении. В нижней части этой реки, как и в низовьях рек Юга и Лузы, и по р. Северной Двине обнажения встречаются гораздо чаще. Так, например, берега рек Сухоны (от с. Нюксеицы до г. Великого Устюга) и Северной Двины (от г. Устюга до г. Котласа) дают сплошные обнажения верхнепермских пород. Еще больше их на р. Онеге и особенно на р. Мезени, но лучше всего обнажены (из крупных рек этой части территории) берега р. Пинеги.

ГИДРОГРАФИЯ

МОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ

Северный край обладает значительной береговой линией, характерной чертой которой является наличие целого ряда крупных заливов, называемых здесь губами. На западе расположены три крупные губы: Онежская, Двинская и Мезенская. Все они имеют правильную воронкообразную форму, постепенно расширяются в сторону моря, ориентированы в северо-западном направлении и, таким образом, как бы построены по единому плану. В них впадают крупные реки Онега, Северная Двина и Мезень. В восточной части территории имеются Чешская, Колоколковая, Печорская, Паханческая и Хайпудырская

губы, которые отличаются неправильностью и разнообразием своих форм. В них впадают несоразмерно малые реки, что говорит о сравнительно недавнем изменении в характере гидрографической сети (Зекель, 1940).

Береговая линия, несмотря на наличие ряда губ, в общем отличается плавностью и малой изрезанностью. Преобладают, в особенности в восточной части территории, низменные берега, однако нередки также возвышенные (20—30 м) и крутые. Наиболее высок берег в районе Зимних Гор, где он достигает 100 м и круто обрывается к морю.

РЕКИ

Территория Северного края изрезана массой рек, однако густота речной сети далеко не одинакова в различных ее частях.

Почти все реки принадлежат бассейнам Белого и Баренцева морей. Но на самом юге встречаются верховья небольших рек, относящихся к Волжской системе; на юго-западе реки Вытегра, Андома и др. входят в бассейн Балтийского моря и, наконец, на крайнем северо-востоке р. Кара и еще ряд небольших речек впадают в Байдарацкую губу, являющуюся заливом Карского моря.

Наиболее значительными (из непосредственно впадающих в море) являются реки Онега, Северная Двина, Мезень и Печора. Первые три из них текут в Белое море, Печора — в Печорское. Бассейны их охватывают площадь в 817 767 км², что составляет 90% всей территории.

Остальные реки, впадающие непосредственно в море, включая и наиболее крупные из них (Кулой, Пеша, Ома, Индига, Кортаиха, Кара), по своим размерам относительно невелики.

Река Онега вытекает из оз. Лача и впадает в Онежскую губу Белого моря. Длина ее 411 км. Площадь водосбора без оз. Лача 54 543 км², а включая бассейны озер Лача и Воже 57 356 км². Ширина реки колеблется от 40 м до 1,5 км.

Берега достигают наибольшей высоты (до 30 м) в среднем течении — близ устья р. Иксы. В верховьях и низовьях они не превышают 5 м. Река течет преимущественно одним руслом и только в 75 км выше устья разветвляется на два рукава, именуемые Большой и Малой Онегой. Между ними расположен остров 20 км длины и 10 км ширины. При впадении в Онежскую губу расположена небольшая, в 5—6 км шириной, дельта с двумя судоходными рукавами.

Русло характеризуется обилием мелей, перекатов и каменистых порогов. Самые значительные Бирючевские пороги находятся в среднем течении, в 179 км выше устья.

Толщина льда колеблется в пределах от 25 до 90 см. В мягкие зимы пороги не замерзают.

В верхнем течении р. Онега имеет меридиональное направление; в среднем — она образует крупную излучину, обращенную выпуклостью к востоку, в нижнем — течет на северо-запад. Указанная излучина, устье реки, значительная высота берегов и порожистость — все эти особенности среднего течения объясняются тем, что река здесь обгибает массив весьма твердых базальтов Ветреного пояса.

Река Северная Двина является самой крупной водной артерией Севера Европейской части СССР. Она образуется от слияния рек Юга и Сухоны и впадает в Двинскую губу Белого моря. Меридиональный участок, называемый Малой Северной Двиной, после впадения в нее р. Вычегды меняет свое направление на северо-западное и так течет до впадения в море. Длина реки 750 км. Площадь ее водосбора

равна 360 750 км². В состав речной сети Северной Двины входит около 600 рек и речек. Ширина ее русла колеблется от 210 м в наиболее узких местах Малой Северной Двины до 2000 м в самых широких местах между устьем р. Пинеги и г. Архангельском.

Бассейн р. Северной Двины носит резко асимметричный характер. Правобережная его часть почти вдвое больше левобережной.

Берега Малой Северной Двины бывают низки, она окаймляется широкой пойменной террасой. Разливы достигают местами 10 км ширины. Дно песчаное и галечное. Много островов и отмелей. Фарватер очень изменчив.

На участке между устьями рек Вычегды и Ваги берега достигают местами высоты 40 м. Между устьями рек Ваги и Пинеги р. Северная Двина приобретает несколько иной характер. Долина здесь суживается, коренные берега высотой в 10—15 м чаще подступают к реке; дно преимущественно галечное и песчаное; фарватер устойчив.

Между устьем р. Пинеги и г. Архангельском долина и сама р. Северная Двина снова значительно расширяются. Русло сложно разветвляется, образуя много рукавов и островов. У г. Холмогоры долина достигает 18 км ширины; в среднем на этом участке ширина ее 5—7 км, а ширина реки от 500 м до 2 км. Коренные берега отступают. Морские приливные воды доходят почти до устья р. Пинеги. Ниже г. Архангельска начинается дельта р. Северной Двины. Она охватывает площадь в 11 тыс. км², длина ее 45 км.

Северная Двина является единственной рекой, которая на всем своем протяжении во время всего навигационного периода доступна для прохождения крупных речных пароходов.

Весенний подъем воды, начинающийся обычно в конце апреля сначала в верховьях, а затем уже у г. Архангельска, повышает уровень воды на 8—10 м. Спад продолжается около 1,5 месяцев. Ледостав обычно начинается в конце октября и наступает сначала в низовьях реки.

Река Сухона (левый приток р. Северной Двины) вытекает из оз. Кубенского. Длина ее 554 км. Площадь водосбора 52 400 км². В верхнем течении, до впадения р. Двиницы, р. Сухона имеет низменные берега, ниже к ней часто вплотную подходят высокие обрывистые берега. Дно в верхнем участке глинистое, а в нижнем — преимущественно каменистое или галечное; песчаное дно наблюдается лишь у устья. Ниже г. Тотмы часто встречаются большие перекаты, особенно они значительны на так называемом участке «Опоки». Весенний подъем воды, наступающий обычно в конце апреля, продолжается 10—15 дней. Спад заканчивается в конце июня. Колебания уровня в межень период, особенно в верхнем течении, значительны. Осенний паводок продолжается около 1,5 месяцев и прекращается с наступлением ледохода. Толщина льда весьма различна в разных участках и колеблется от 18 до 100 см.

Река Вычегда — самый крупный приток р. Северной Двины. По длине своей она занимает второе место среди рек Северного края, уступая лишь р. Печоре. Общая протяженность ее 1090 км. Площадь бассейна 120 770 км².

Река Вычегда берет свое начало с высот Вычегодско-Печорского водораздела. В р. Северную Двину она впадает справа, в 72 км ниже слияния рек Сухоны и Юга. Ширина реки колеблется в верховьях в пределах 38—98 м, в низовьях же местами достигает 853 м. Долина реки широкая.

Река течет преимущественно одним руслом. Дно ее главным образом песчаное. Она изобилует песчаными отмелями и косами, часто

меняющими свое местоположение, что затрудняет судовождение по реке.

При низком стоянии уровня воды пароходы доходят до с. Пезмог—несколько выше г. Сыктывкара. Однако в течение значительной части навигационного периода они поднимаются и выше — до с. Усть-Кулома, а во время весенних и осенних паводков небольшие пароходы иногда добираются и до с. Усть-Нем.

Река Вычегда принимает в себя ряд крупных притоков, из которых самыми значительными являются реки Вымь и Сысола.

Река Вымь (правый приток р. Вычегды) имеет длину 390 км. Площадь ее водосбора равна 26 тыс. км². Беря свое начало с высот Среднего Тимана, она, в общем, течет с севера на юг. Почти на всем своем протяжении река характеризуется малым развитием поймы, узостью долины, высокими берегами, сравнительно малой извилистостью русла и почти полным отсутствием рукавов и островов.

Выше устья р. Весляны р. Вымь отличается значительным падением и обилием каменных порогов. В весеннее половодье пароходы поднимаются до устья р. Весляны.

Река Сысола (левый приток р. Вычегды) течет с юга на север. Длина ее 395 км. Площадь водосбора 20 440 км². На большей части своего протяжения река характеризуется слабым уклоном дна, спокойным течением, выдержанностью русла (его глубины и ширины), невысокими берегами. Направление ее извилистое, часто встречаются протоки, острова, старицы.

Река Вага (левый приток р. Северной Двины) берет свое начало из водораздельных болот, течет с юга на север. Длина ее 530 км. Площадь водосбора 43 490 км². Дно реки преимущественно песчаное, на перекатах, где нередко встречаются и крупные валуны, дно галечное.

Река Пинега является правым притоком р. Северной Двины. Длина ее 657 км; площадь водосбора 43 100 км². От истоков до г. Пинеги река течет на северо-запад, а потом резко меняет свое направление на юго-западное. Долина ее не широка. Берега большей частью высокие, обрывистые, дающие прекрасные обнажения верхнепалеозойских пород. Дно главным образом песчаное, реже галечное. Еще недавно пароходы по Пинеге доходили до устья р. Суры. В последнее время наблюдается значительное обмеление реки, и регулярное пароходное сообщение совершается лишь до г. Пинеги.

Река Мезень, впадающая в Мезенскую губу Белого моря, имеет длину 910 км и площадь водосбора 79 650 км². Беря свое начало в болотах Тиманского кряжа, она вначале течет на северо-запад, затем круто поворачивает на юг, а потом на север, образуя весьма значительную (около 300 км длиной) излучину, так называемую Мезенскую петлю; далее, частью в среднем и нижнем своем течении, она снова принимает северо-западное направление. Самыми значительными притоками Мезени являются р. Вашка и р. Пеза. В верхнем и частью среднем участках р. Мезень характеризуется значительным падением, обилием порогов и перекатов. Ниже (от с. Койнаса) течение становится более спокойным, перекаты встречаются реже, а пороги отсутствуют. В значительной своей части р. Мезень протекает среди высоких крутых берегов. Ширина меженного русла выше с. Койнаса нигде не превышает 500 м. Ниже река значительно расширяется, достигая местами 1 км и более; в самом же устье она достигает 12 км ширины. В Мезенской губе наблюдаются очень значительные отливы и приливы, при которых вода подымается иногда до 7,3 м, а при нагонных северо-западных ветрах и значительно выше. Это, естественно, отражается на

всем режиме низовьев р. Мезени. Приливная вода доходит здесь до устья р. Пезы.

Река Печора по площади своего водосбора занимает второе место среди рек Северного края (и шестое среди рек Европейской части СССР), лишь немногим уступая в этом отношении р. Северной Двине. Бассейн ее равен приблизительно 32 тыс. км². По длине, равной 1814 км, она превосходит все остальные реки рассматриваемой территории.

Река Печора протекает по равнине, расположенной между Тиманским кряжем и Уральским хребтом, откуда она берет свое начало. Расширение бассейна р. Печоры от ее истоков до впадения в нее р. Усы идет равномерно. Ниже устья р. Усы правобережная часть бассейна имеет большее развитие, сохраняющееся вплоть до устья. Верховья р. Печоры носят горный характер: она отличается здесь извилистым каменистым руслом, множеством порогов и значительным падением. Близ устья р. Илыча извилистость и ее падение заметно уменьшаются. а ширина реки и долины сильно возрастает. Ниже с. Великовисочного во время разлива ширина реки достигает 10 км. Далее она образует дельту, достигающую возле устья 45 км в ширину. Средняя глубина верхнего и среднего участков 2—2,5 м, а нижнего 3,5—4 м. Наибольшие глубины на плесах низовьев достигают 20 м. Вскрытие р. Печоры распространяется с юга, а замерзание с северо-востока.

Река Уса — самый крупный приток р. Печоры, впадающий в нее справа. Длина около 700 км, площадь бассейна превышает 90 тыс. км². Средняя ширина русла выше устья р. Воркуты составляет 150 м, а ниже р. Большой Сыни доходит до 900 м. Глубина реки колеблется преимущественно в пределах 1—2,5 м, наиболее значительна она в суженном месте у с. Адак, где достигает 7 м. Здесь же наблюдаются наиболее высокие берега в 29—37 м, в то время как обычная их высота 7—9 м. Падение воды в реке, кроме нижнего ее течения, настолько значительно, что р. Усу можно использовать в качестве крупного энергетического фактора.

Река Ижма — второй по величине приток р. Печоры, впадающий в нее слева. Длина его 512 км, площадь бассейна — 32 600 км². Река Ижма течет преимущественно в запад-северо-западном направлении, вдоль Тимана.

ОЗЕРА

Северный край чрезвычайно богат озерами, однако крупных озер здесь очень мало. Так, известно всего 55 озер с площадью, превышающей 10 км², и из них лишь шесть имеют площадь более 100 км² — это Белое, Кубенское, Лача, Воже, Кенозеро и Шайское. Последнее находится на Онего-Двино-Мезенской равнине, а остальные принадлежат Западной озерной равнине. Кроме нее, наиболее богаты озерами следующие районы: Северодвинская депрессия ниже устья р. Ваги, Онежский полуостров, район, расположенный между Зимним Берегом Белого моря и р. Кулом, область верховьев р. Пезы и, наконец, почти вся Большеземельская и Малоземельская тундра.

Генетически озера принадлежат к различным группам. Почти повсеместное распространение имеют озера, происхождение которых связано с отрицательными формами ледникового рельефа, а также озера-старицы. Последние в большинстве своем неглубоки, узки, а иногда подковообразны и обычно невелики. Они приурочены к речным долинам. Моренные озера бывают самых различных размеров и форм и часто достигают большой глубины. Их много в Западной озерной равнине.

В Онего-Двино-Мезенской равнине, кроме указанных, имеется масса карстовых, иногда периодически исчезающих озер. Обычно они некрупны, но иногда глубоки.

На севере Печорской равнины, а также на Урале и Пай-Хое немалое значение принадлежит небольшим и неглубоким озерам термокарстового происхождения, которые имеют чисто зональное распространение, не выходя за пределы тундровой зоны.

ЛЕДНИКИ

В течение долгого времени в литературе господствовало представление о том, что на Урале ледников нет. Однако в 1930 г. А. Н. Алешков на восточном склоне горы Сабли обнаружил несколько каровых ледников; в последующие годы подобные открытия продолжались и к 1948 г. только для Приполярного Урала стало известно уже 27 ледников. Все они очень миниатюрны и наибольший из них — ледник Гофмана — занимает площадь всего в 0,37 км², а длина его не превышает 1 км.

О природе ледников существуют различные представления. Одни исследователи видят в них реликтовые образования, сохранившиеся со времен последнего покровного оледенения, несмотря на современные, неблагоприятные для их существования климатические условия (Алешков, 1934б); другие считают, что они возникли именно в результате современных климатических условий (Введенский, 1933б; Калесник, 1937); наконец, в последнее время высказано предположение о том, что ледники представляют собой остаточную фазу долинно-карового послексеротермического оледенения Урала (Боч, 1946; Долгушин, 1949).

КЛИМАТ

Северный край расположен в пределах развития двух физико-географических зон: тундровой и лесной. Соответственно этому распределяются характерные черты климата края, почвообразовательные процессы, растительный покров.

К зоне тундр в Северном крае относятся узкая прибрежная полоса вдоль Зимнего Берега Белого моря, весь полуостров Канин и территории, лежащие к северу от р. Сулы и от широтных отрезков рек Печоры и Усы. На Урале, с его значительными высотами, тундра заходит значительно южнее. Вся остальная громадная территория полностью попадает в лесную зону, точнее в подзону тайги.

Равнинность Северного края весьма отчетливо сказывается на его климате. Годовые изотермы, в общем, отличаются плавностью и выдержанностью направлений. Только Урал благодаря значительной высоте вносит существенное разнообразие. Влияние Тимана на климат сказывается очень слабо.

Помимо равнинности рельефа и широты местности, существенным фактором, определяющим климат Северного края, является его близость к морю.

Благодаря тепляющему влиянию Гольфстрима годовые изотермы располагаются не в широтном направлении, а протягиваются на юго-восток. Это отклонение к югу особенно резко сказывается зимой. В некоторые зимние месяцы изотермы центральной части территории приобретают даже меридиональное направление. Средняя годовая температура в 1914 г. в г. Архангельске была +0,6°; в г. Койнасе —1,7°; в с. Мохче —3,1° и в с. Шугоре —3,9°, причем станции эти расположены

примерно на одной и той же широте, кроме с. Мохчи, которое несколько севернее других (рис. 4, 5а).

В лесной зоне лето сравнительно теплое. Средняя июльская температура для восьми станций колеблется в пределах от $+14,1^{\circ}$ (с. Усть-

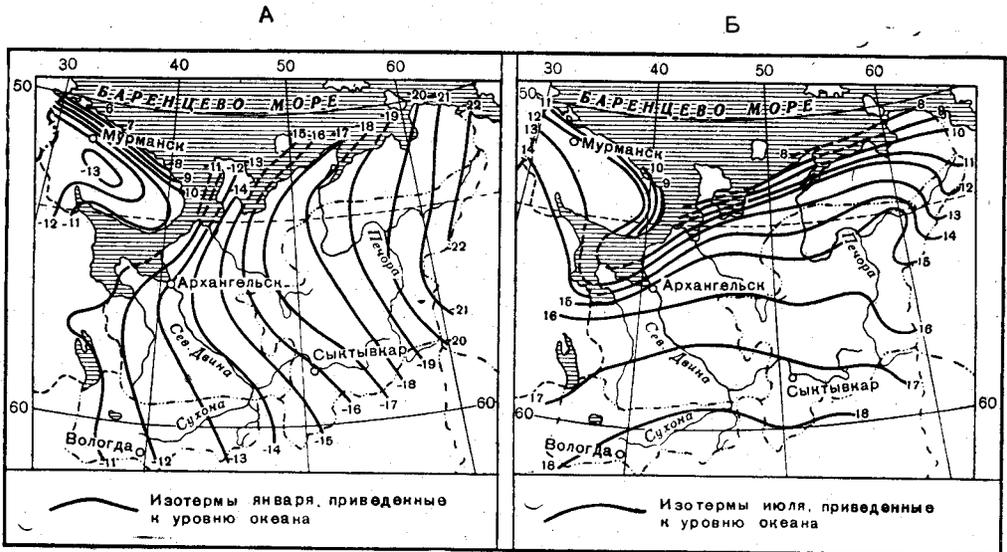


Рис. 4. Среднемесячные температуры: А — января, Б — июля (Рихтер, 1946)

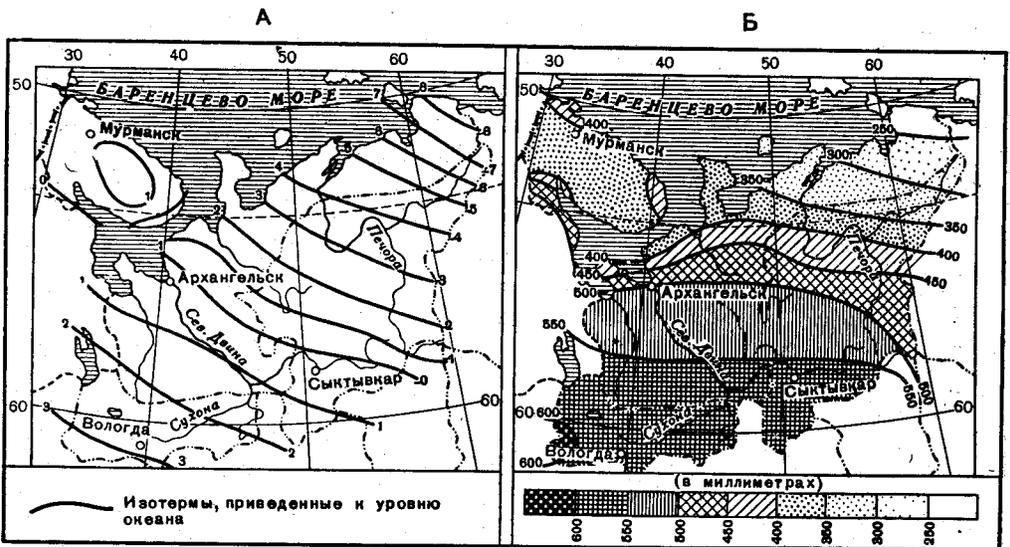


Рис. 5. А — среднегодовые температуры; Б — годовое количество осадков (Рихтер, 1946)

Цильма) до $+17,2^{\circ}$ (г. Вологда). Максимальные температуры (по всем станциям) превышали 30° . Продолжительность теплого сезона (со средней суточной температурой выше нуля) в с. Шугоре 164 дня, в г. Вологде 204 дня. Лето (дни со средней суточной температурой выше 10°) наступает в юго-западной части тайги в середине мая, на северо-вос-

токе — в середине июня. Зима очень сурова. Средняя январская температура в г. Вологде —11,7°, в с. Шугоре —20°. Наблюдавшиеся минимальные температуры на востоке тайги даже ниже, чем в тундре. Так, для с. Усть-Цильмы и с. Троицко-Печорска она равна —51°, для с. Шу-

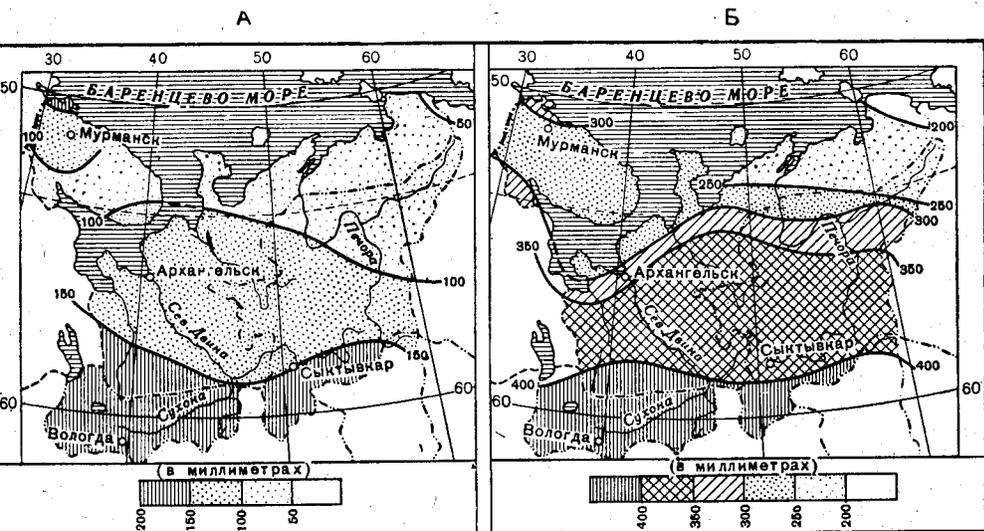


Рис. 6. Среднее количество осадков в мм: А — с ноября по март; Б — с апреля по октябрь (Рихтер, 1946)

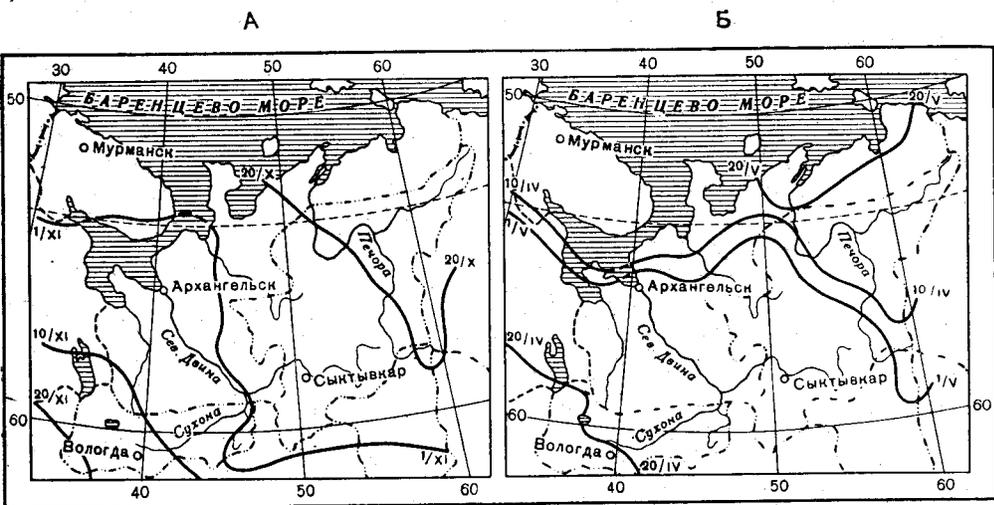


Рис. 7. А — начало устойчивого снежного покрова; Б — конец устойчивого снежного покрова (Рихтер, 1946)

гор —55°, в то время как для г. Пустозерска всего —45°. Продолжительность холодного сезона (с температурой ниже нуля) в г. Вологде 161 день, а в с. Шугоре и с. Усть-Цильме 201 день.

Годовые температурные амплитуды свидетельствуют, в общем, о континентальности климата, которая резко увеличивается в восточном направлении. Так, для западных станций эта амплитуда выражается

в цифрах 27,4—28,9°, для центральных 31,4—32,1° и для восточных 34,3—35,0°.

Количество осадков в лесной зоне умеренное (420—593 мм). Максимум осадков приходится на июнь—август, минимум — на февраль. Летом их выпадает значительно больше, чем зимой (рис. 5б, 6, 7, 8). Наибольшая толщина снежного покрова наблюдается в приуральской части (100 см), наименьшая в юго-западной (50 см). Таяние снегов происходит довольно медленно. Влажность воздуха очень большая. Сила ветров невелика. Зимой господствуют южные, частью юго-западные ветры; летом — северные и северо-западные.

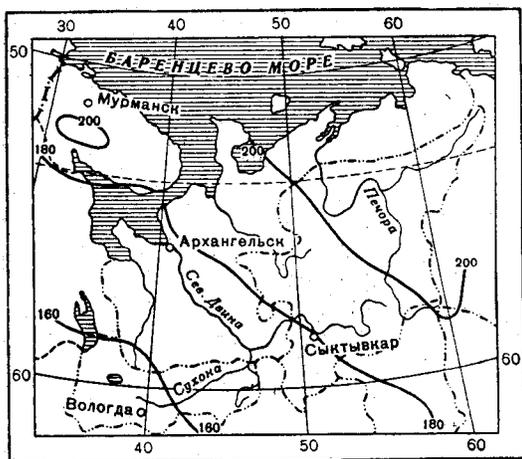


Рис. 8. Число дней с устойчивым снежным покровом (Рихтер, 1946)

В зоне тундр лето короткое и прохладное. Средняя температура самого теплого месяца (июля) не выше +12°. В течение года дней с температурой выше +10° (летних) насчитывается не более 50. Зима продолжительная (около 220 дней) и суровая. Средние годовые температуры: в г. Мезени —1,3°, в г. Пустозерске —4,1°, в с. Петрунь —4,8°.

Годовая температурная амплитуда значительна и резко увеличивается к востоку. Так, в г. Мезени она равна 27,2°, в г. Пустозерске 29,2°, в с. Петрунь 34,2°.

Благодаря близости моря и незащищенности тундры ветры достигают здесь огромной силы. Летом они дуют преимущественно с севера, от моря, зимой с суши. Дожди и снегопады в тундре очень часты. В среднем из трех дней один с осадками, но общее количество осадков весьма незначительно (300—450 мм): Лишь на Урале их выпадает несколько больше. Ливней почти не бывает, дождь обычно мелкий, моросящий, снег нередко выпадает и летом, даже у южной границы тундры. Больше всего осадков выпадает осенью (август, сентябрь), меньше всего в феврале и марте. Снеговой покров в тундре, за исключением немногих защищенных от ветров пространств, весьма велик.

Вечная мерзлота широко развита на рассматриваемой территории, охватывая северные, главным образом тундровые, ее пространства. Южная граница спорадического ее распространения идет от с. Семжы, расположенного на восточном берегу Мезенской губы, до с. Росвинского на р. Печоре, пролегая здесь, в общем, в широтном направлении. Далее, огибая с севера крупную излучину р. Печоры, она резко поворачивает на юго-восток и направляется к устью р. Колвы, а затем к верховьям р. Косью. Южная граница сплошного развития вечной мерзлоты располагается несколько севернее и протягивается в широтном направлении от Чешской губы почти до Урала, где она резко поворачивает к юго-востоку. Западнее Чешской губы сплошное развитие вечной мерзлоты неизвестно (Сумгин, 1933; Тумель, 1946).

Южная граница вечной мерзлоты может значительно перемещаться даже в течение относительно небольшого отрезка времени. Так, в районе Мезенской губы за 100 лет она отступила, по крайней мере, на 35 км к северу, а быть может, и более.

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

Среди почв Северного края могут быть выделены два основных типа (не считая различных их вариаций): подзолистые, характерные для зоны тайги, и болотно-глеевые, преобладающие в тундре.

Подзолистые почвы подразделяются на два горизонта: А (верхний) — выщелоченный, обесцвеченный и опесчаненный-элювиальный и В (нижний) — интенсивно окрашенный окисями железа, а также отчасти гумусом.

В типичной сильно подзолистой почве горизонт А в свою очередь подразделяется на два подгоризонта: А₁ — сероватый, слегка окрашенный гумусом и А₂ — бесцветный, белесый, обогащенный кремнеземом. Можно подметить, что верхнюю часть горизонта В часто составляет подгоризонт кофейного цвета с выделением гумуса, а нижнюю — ржаво-желтый, с выделением гидрата окиси железа. Горизонт А обычно называется подзолистым, а горизонт В, при его достаточно хорошей выраженности, ортштейновым.

Таковы сильноподзолистые почвы и подзолы (отличающиеся почти полным отсутствием горизонта А₁). Господствующее значение они имеют лишь в южной и главным образом в юго-западной части рассматриваемой территории. Севернее главная роль начинает принадлежать слабоподзолистым, скрытоподзолистым, желтоподзолистым почвам, таким, где также видны процессы подзолообразования (т. е. вымывание из верхних горизонтов окислов и полуторных оснований и накопление их в нижних горизонтах).

Большая часть Северного края покрыта тайгой. Лишь на крайнем севере в виде полосы, сильно расширяющейся к востоку, располагается безлесная тундра. Северная граница леса представлена весьма неровной линией, так как почти всюду по долинам рек лес проникает на север гораздо дальше, чем на водоразделах.

По-видимому, целый ряд факторов обуславливает наличие таких «лесных языков». Здесь играют известную роль и защищенность растительности речных долин от иссушающего действия ветра, и меньшее зимнее промерзание почвы вследствие более значительного снегового покрова, и более грубозернистый материал грунта, благоприятствующий развитию лесной растительности, и лучший дренаж, препятствующий развитию сфагновых болот и понижающий уровень вечной мерзлоты.

Интересно, что сходное явление можно наблюдать на крайнем юго-западе Северного края, где дуб, представитель более южной зоны смешанных лесов, внедряется по долинам рек в область тайги.

Господствующей древесной породой в европейской тайге является ель. Второе место принадлежит сосне, третье — березе. Лиственница, пихта и осина не образуют здесь больших лесов. Часто встречающаяся ива никогда не дает значительных насаждений.

Наиболее распространен в Северном крае ельник зеленомошник, с преобладанием кислицы, черники, брусники. Деревья в этой ассоциации достигают наилучшего своего развития. В ельнике долгомошнике, моховой ковер которого состоит из кукушкина льна, стволы деревьев обычно покрыты лишайниками и несут следы известного угнетения. Еще хуже развиваются деревья при сфагновом покрове.

Следует сказать, что еловые насаждения благодаря чрезвычайно густой своей кроне, способствующей чрезмерному накоплению почвенных вод, вообще ведут к заболачиванию местности.

На втором месте по своему распространению и на первом по хозяйственному значению стоит сосна.

Подобно ельникам, различают сосняки зеленомошники, долгомошники, сфагновые. Помимо этих типов, широким распространением пользуется еще бор-беломошник, особенно привлекающий взгляд снежной белизной своего мохового покрова, состоящего из оленьего и исландского мха. Травяной растительности здесь весьма мало, изредка встречается брусника. Боры-беломошники в условиях Северного края приобретают особенное хозяйственное значение, так как, помимо ценности самой сосны, олений мох является лучшей кормовой базой для оленьих стад, зимующих в тайге.

Береза встречается хотя и часто, но обширных насаждений не образует. Березники появляются на порубках и пожарищах, причем господствуют они здесь лишь временно, уступая обычно в конце концов свое место ельникам.

Широким, но неравномерным распространением пользуется сибирская лиственница. На западном склоне Урала нередки обширные лиственничные леса, причем именно здесь она заходит дальше всего на север и подымается выше других древесных пород в горах. Но уже в Печорской равнине обширные лиственничные леса неизвестны.

Столь же недавним поселенцем в европейской тайге является пихта, которая часто встречается лишь к востоку от Тимана и не заходит далеко на север. Еще меньше ареал распространения кедра, являющегося, подобно лиственнице и пихте, переселенцем из сибирской тайги.

Далеко не вся площадь, относимая к лесной зоне, покрыта лесами. Весьма обширные пространства, особенно на севере тайги, заняты болотами. Большая часть Северного края, от его южной границы почти до Полярного круга, входит в зону выпуклых олиготрофных болот, т. е. верховых болот преимущественно атмосферного питания. Они почти полностью приурочиваются к подзоне тайги. Севернее располагается зона крупнобугристых торфяников, приуроченных к южной окраине вечной мерзлоты, а еще далее на север — в Малоземельской и северной части Большеземельской тундры — располагается зона плоскобугристых болот.

Помимо болот, лишены густой древесной растительности также луга, среди которых различают суходольные, располагающиеся на водоразделах, и поёмные, которые широко распространены здесь и имеют очень большое хозяйственное значение, являясь основной кормовой базой для местного животноводства.

Между тайгой и типичной тундрой расположена переходная полоса. Здесь леса гнездятся преимущественно в долинах рек, но иногда небольшие группы деревьев растут на вершинах и склонах отдельных возвышенностей. Все же в общем водоразделы безлесны и заняты сфагновыми кочковатыми болотами.

Так, в общем, выглядит подзона лесотундры, которую одни авторы относят к лесной зоне, другие — к тундровой. Она охватывает прибрежную полосу Зимнего Берега Белого моря, центральную и южную части п-ова Канин, протягивается неширокой полосой вдоль южного берега Чешской губы и далее, между реками Пешей и Печорой (южнее р. Сулы); восточнее ее пререзают (в среднем и частью верхнем течении) реки Шапкина, Лая, Колва, Адзья и Роговая.

Севернее распространена кустарниковая тундра. Торфяной покров здесь довольно значителен. В западной ее части на п-ове Канин он образуется главным образом за счет сфагнума; восточнее торфообразующая роль выпадает преимущественно на долю гипновых мхов. Повсюду видны торфяные бугры 2—3 м высотой. Поверхность их покрыта багульником, водяникой, голубикой, морошкой. Часты небольшие заросли березового ерника и карликовой ивы. Между буграми

расположены узкие извилистые понижения, в которых обычно не пересыхает вода. Здесь преобладают осоки и пушицы.

Наконец, на крайнем северо-востоке рассматриваемого района, в области Пай-Хоя и частью Полярного Урала, на водораздельных пространствах расположена пятнистая тундра, представляющая собой ровную сухую поверхность, покрытую моховым ковром, среди которой выступают оголенные участки, иногда окаймленные лишь узким бордюром растительности. Следует оговориться, что пятнистая тундра встречается иногда и западнее — на п-ове Қанин, на Тимане, но наибольшего распространения она достигает на Пай-Хое.

Горные склоны Полярного Урала и частью Пай-Хоя покрыты каменной осыпью. Здесь нет ни сплошного растительного покрова, ни почв с хорошо выраженным профилем. Имеются лишь карликовые почвы.

ПУТИ СООБЩЕНИЯ

На рассматриваемой территории есть следующие железные дороги: одна связывает г. Ленинград с г. Пермью, она расположена в юго-западной части территории и проходит через Череповец и Вологду; другая связывает г. Вологду с г. Архангельском, расположена в западной части территории; третья связывает г. Киров с г. Котласом.

Кроме того, в связи с бурным развитием лесной промышленности за годы Советской власти построено много лесовозных узкоколейных железных дорог.

В последнее время была проложена магистраль, соединяющая Котлас с Воркутой и дающая возможность снабжать промышленные центры воркутинским углем; построена железная дорога между Котласом и Коношей (железнодорожная станция между Вологдой и Архангельском); необходимо упомянуть железную дорогу, проходящую вдоль южного берега Онежской губы.

Большое значение для Северного края имеет речное пароходство. Доступными для крупных речных пароходов в течение всего навигационного периода являются следующие реки: Онега (на 30 км выше устья), Большая Северная Двина (на всем своем протяжении), Пинега (от устья до г. Пинеги), Сухсна (от устья до Тотьмы), Вычегда (от устья до г. Сыктывкара), Мезень (от устья до Лешуконского), Печора (от устья до Усть-Усы) и Уса (от устья до Адзъвавом). Более мелкие пароходы поднимаются значительно выше означенных пунктов.

Регулярное морское пароходное сообщение связывает г. Архангельск с Онегой, Мезенью, Индигой, Нарьян-Маром и другими более мелкими пунктами.

После Великой Октябрьской социалистической революции большое значение приобрела сеть дорог, пригодных для автогужевого транспорта. Громадную роль для Северного края играет авиатранспорт.

ОСНОВНЫЕ ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

По экономическому районированию Госплана СССР Архангельская, Вологодская области и Коми АССР образуют единый экономический район — Север Европейской части РСФСР. В литературе этот район называется также Северным краем и европейским Севером РСФСР.

Этот экономический район можно довольно четко подразделить на внутренние экономические районы второго и третьего порядка. Так, выделяются Архангельская и Вологодская области и Коми АССР.

Внутри этих районов зародились и развиваются крупные производственные центры: города Архангельск, Котлас, Вологда, Череповец, Сокол, Воркута, Ухта, Сыктывкар и ряд других.

Все территориально-экономические подразделения связаны между собой экономически. Производство чугуна и стали на Череповецком комбинате, добыча каменного угля в Воркуте, североморское судоходство, опирающееся на порты Белого и Баренцева морей, крупнейшая лесная промышленность, судостроение и машиностроение, различные отрасли легкой и пищевой промышленности, местное сельское хозяйство, транспортное строительство и т. д. — все они находятся в известной зависимости друг от друга, обслуживают друг друга, вступая при этом в непосредственную производственно-технологическую связь. Кооперация и комбинирование отраслей народного хозяйства составляют экономическую основу территориального разделения общественного труда в пределах всего экономического района европейского Севера.

Рассмотрим кратко экономико-географические особенности его главных производственно-территориальных комплексов, или экономических районов.

Архангельская область. Территория области расположена в крайней северной части Северного края. Ее площадь равна 594,2 тыс. км². Население 1278 тыс. человек (1959 г.). В состав области входит Ненецкий национальный округ.

Приморское положение Архангельской области существенно отличает ее от Вологодской области и Коми АССР. Морская граница проходит на протяжении более 3 тыс. км по берегам северных морей. Материковая часть области в транспортно-экономическом отношении представляет собой хинтерлянд, тяготеющий к морским портам и приморским промышленно-городским центрам. Посредством рек, впадающих в Белое и Баренцево моря (Онега, Северная Двина, Мезень, Печора) и железной дороги Вологда — Архангельск осуществляется его связь с приморскими центрами.

Географическое положение области сильно влияет на характер и направление ее производственно-экономического развития.

Промышленность. Главным природным богатством Архангельской области является лес. Общая лесная площадь составляет около 26,5 млн. га, из них 17 млн. га — лесопокрытая. Запасы древесины — около 1,5 млрд. м³, из них две трети — деловой. По бассейнам рек они распределяются следующим образом: Северная Двина — свыше 9 млн. га, Мезень — свыше 5 млн. га, Онега — свыше 2 млн. га. К железнодорожной трассе тяготеют лесные районы общей площадью около 2 млн. га. Качество древесины архангельских лесов высокое. Она отличается тонкослойностью и большой упругостью.

Разведанные полезные ископаемые представлены различными строительными материалами, цветными металлами, углем и огромными торфяными массивами.

Лесозаготовки и лесобработка играют ведущую роль в развитии народнохозяйственного комплекса. В лесной промышленности занята подавляющая часть населения. Создана целлюлозно-бумажная промышленность, Архангельский порт с многочисленными лесными причалами, оборудованными механизированными устройствами, представляет крупнейшее транспортно-производственное сооружение.

В Архангельской области развито судостроение и машиностроение. Рыбная промышленность реконструирована и индустриализирована. Промысловый флот обладает траулерами новейших систем,

комбайнами, дрейфтерами и т. д. Осваиваются новые промысловые районы.

В Архангельске развита в значительных размерах выработка рыбьего жира, консервов, копченостей и солений. Продукция зверобойного промысла обрабатывается на кожевенных и салотопенных заводах. Имеется завод, вырабатывающий из морских водорослей агар-агар, ольгин, целлофан и другие продукты.

Сельское хозяйство. Сельское хозяйство области развивается в трех основных направлениях. Вблизи промышленных и городских центров создано хозяйство пригородного типа (молочное, овощное), на остальной территории только молочное хозяйство и на крайнем севере области — оленеводство. Молочное животноводство Архангельской области имеет высокие достижения. Холмогорская порода крупного рогатого скота широко известна за пределами области.

По сравнению с дореволюционными данными посевные площади значительно выросли. Широко продвигаются на север посевы пшеницы. Огородные культуры перешли за Полярный круг. Посевы льна сосредоточены в южной части области. Оленеводство развито в основном в Ненецком национальном округе.

Вологодская область. Область расположена в бассейнах р. Сухоны, рек Волго-Балтийского водного пути и на скрещивании железнодорожных магистралей Москва — Архангельск и Ленинград — Свердловск. Ее территория равна 147,4 тыс. км². Население 1307 тыс. человек (1959 г.).

В народном хозяйстве области ведущее значение принадлежало до сооружения Череповецкого металлургического завода лесной промышленности, молочному хозяйству, маслоделению, льноводству и льнообработке.

Промышленность. Лесная промышленность Вологодской области значительно уступает лесной промышленности Архангельской области, но отличается более высоким удельным весом производства ценных изделий (фанеры, бумаги и др.). Наиболее крупные лесозаводы сосредоточены в основном в бассейне р. Сухоны (города Сокол, Великий Устюг, Тотьма, ст. Кадуй) и на р. Ковже. В Сокольском промышленном узле находятся крупные Сокольский и Сухонский целлюлозно-бумажные комбинаты.

Разработки торфа ведутся главным образом в юго-западной части области вдоль р. Сухоны.

Молочно-маслодельная промышленность представлена многочисленными молокоприемными пунктами и маслозаводами, а производство сгущенного молока ведется на Сухонском заводе, имеющем общесоюзное значение.

Первичной обработкой льна занимаются десятки предприятий. Имеется и крупное льнотекстильное производство (Красавинский и Вологодский льнокомбинаты).

Крупным индустриальным общесоюзного значения центром является г. Череповец. Здесь находится Череповецкий металлургический завод; кроме того, имеются металлообрабатывающие, судостроительные, судоремонтные и деревообрабатывающие предприятия. Развита легкая и пищевая промышленность.

Главными отраслями местной и кооперативной промышленности являются: производство мебели, стекла, обозных изделий, судостроение и лесохимическая промышленность.

Сельское хозяйство. Ведущими отраслями являются молочное животноводство и льноводство. По посевам льна Вологодская область занимает одно из первых мест в СССР.

Молочное животноводство опирается на использование естественных пастбищ и лугов. Наиболее продуктивной породой крупного рогатого скота для местных условий является ярославская.

Молочное животноводство наиболее развито в Вологодском, Чебоксарском, Велико-Устюжском, Кубено-Озерском, Череповецком и других районах юго-западной части области. В г. Вологде имеется молочный учебный и научно-исследовательский институты и опытная животноводческая станция.

Коми АССР. Коми АССР расположена на северо-востоке Европейской части СССР. Ее площадь 404,6 тыс. км². Население 804,9 тыс. человек (1959 г.).

Коми АССР — район разработки крупных богатств полезных ископаемых. Урало-Печорский и Тиманский горнорудные комплексы представляют мощную минерально-сырьевую базу для развития тяжелой промышленности. До Советской власти промышленность этого района носила крайне примитивный характер. Богатства недр не были изучены. Имелось кустарное производство замши, мелкие кожевенные предприятия и металлургические заводы с устаревшей техникой, работавшие на древесном угле. Охота и оленеводство в северных районах составляли главную экономическую основу жизни местного населения.

К настоящему времени Коми АССР представляет собой район развития мощной каменноугольной промышленности, нефтедобычи и нефтепереработки, крупной лесной промышленности (лесодобыча и деревообработка) и комплекса других отраслей народного хозяйства, имеющих подсобный характер (механический завод, выпускающий горное оборудование; производство строительных материалов — кирпича, алебастра, цемента и др.; ремонтно-механическая база и т. п.).

Промышленность Крупное промышленное строительство развернулось особенно в предвоенные годы и во время Великой Отечественной войны. На севере республики был освоен Печорский каменноугольный бассейн. Основными промышленно-угольными объединениями являются «Воркутауголь» и «Интауголь». Северный морской флот, железные дороги и все отрасли народного хозяйства Северо-Запада и Севера страны имеют теперь свою прочную топливно-энергетическую базу.

Ухтинская нефть как база жидкого топлива заняла соответствующее место в экономике страны, после того как была найдена техническая возможность вести добычу тяжелой нефти шахтным способом. Горную промышленность обслуживают электростанции, механические заводы, деревообрабатывающие заводы и цементный завод. Кроме того, организовано крупное производство сажи.

Помимо новых отраслей промышленности, получили развитие и ранее существовавшие — лесная, производство замши, заготовки пушнины и др.

Объем лесозаготовок возрос за годы Советской власти во много раз. Лесопиление, деревообрабатывающая промышленность (домостроение, выработка фанеры, шпал), мебельное производство, судостроение (баржи) представляют новые отрасли лесной промышленности.

Сельское хозяйство. Основной отраслью сельского хозяйства является животноводство с мясо-молочным направлением. Земледелие имеет своей задачей обеспечение кормовой базы для животноводства и производство овощей и картофеля. Большое значение имеют пойменные луга рек Печоры и Вычегды.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Территория Архангельской и Вологодской областей и Коми АССР, геологическое строение которых освещается в этом томе, охватывает Север Русской равнины, п-ов Канин и Тиман, Печорскую депрессию, Пай-Хой и частично Полярный и Северный Урал. Разнообразие геологического строения этой территории видно уже из краткого перечня орографических районов, которые являются одновременно и основными крупными геологическими регионами.

Наиболее сильно возвышающиеся районы, где слои земной коры обнажены до кристаллических метаморфизованных или древнепалеозойских пород, дают больше фактического материала для суждения о геологической истории (Канин, Тиман, Пай-Хой и Урал). Глубинное строение Печорской депрессии и Севера Русской платформы, расположенного между Тиманом на востоке и восточным склоном Балтийского щита на западе, может быть выяснено на основании глубокого бурения, комплекса геофизических работ и сопоставления с геологическим строением прилегающих территорий.

На описываемой территории, основываясь на имеющихся в настоящее время материалах, можно выделить восемь геологических районов (рис. 9).

I. Предполагаемая северная центроклиналь Московской синеклизы, ограниченная на северо-востоке территорией возможного продолжения к юго-востоку карелид, расположенных на месте современных депрессий Онежского, Белого и Кубенского озер, а также рек Ковжи, Шексны и верховьев Сухоны. Полоса погруженных карелид ограничивается на юге Вологодским и Любимским поднятиями, которые вместе с Окско-Цнинским валом окаймляют Московскую синеклизу с востока.

II. Восточная окраина Балтийского щита и его склон с депрессией бассейна р. Онеги.

III. Западный склон Главного прогиба Русской платформы — бассейны рек Сухоны, Северной Двины (ниже устья р. Вычегды) и Кулоя.

IV. Главный прогиб Русской платформы — бассейны рек Лузы, Юга, Вычегды и Мезени.

V. Восточный склон Главного прогиба Русской платформы, или Западное Притиманье

VI. Тиман и п-ов Канин.

VII. Печорская депрессия.

VIII. Урал, Предуральский прогиб и Пай-Хой.

Следует отметить, что эти восемь районов далеко не исчерпывают всего разнообразия крупных тектонических структур с разной геологической историей, и выделение только главнейших из них подчеркивает необходимость их дальнейшего изучения и детализации. Несомненно, в дальнейшем с накоплением наших знаний особенности геологического строения и границы этих районов определятся точнее, что повлечет за собой и выявление новых более мелких районов.

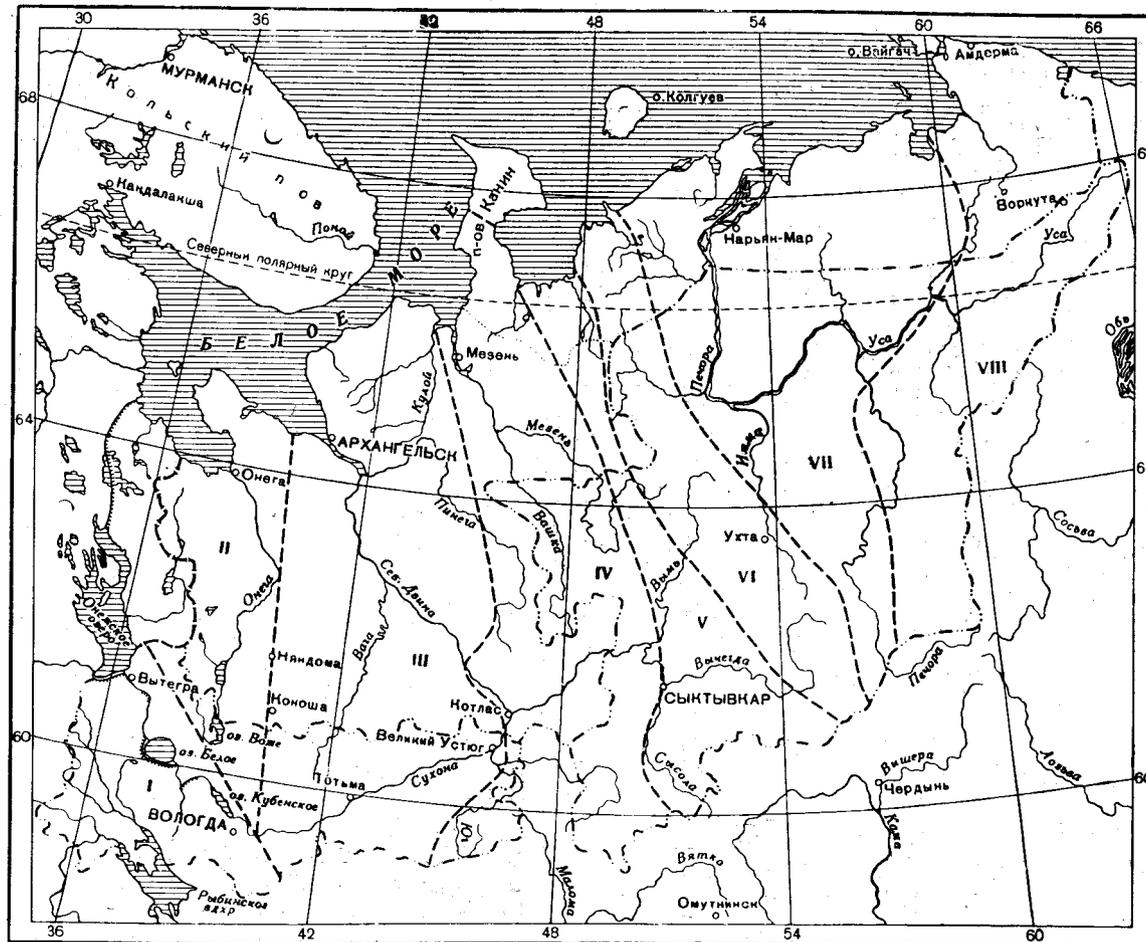


Рис. 9. Схема геологического районирования Архангельской, Вологодской областей и Коми АССР (по Е. М. Люткевичу, 1959)

I — предполагаемая северная центрoклиналь Московской синеклизы; II — Восточный склон Балтийского щита с депрессией бассейна р. Онеги; III — Западный склон Главного прогиба Русской платформы; IV — Главный прогиб Русской платформы; V — Восточный склон Главного прогиба Русской платформы (Западное Приитманье); VI — Тиман и п-ов Канин; VII — Печорская депрессия; VIII — Урал, Предуральский прогиб и Пай-Хой.

60 0 50 100 150 200 км

Предполагаемая северная центроклиналь Московской синеклизы. На юго-восточном склоне Балтийского щита, в районе Прионежья, выделяется зона карелид, простирающаяся с северо-запада на юго-восток и погруженная под воды Онежского озера. С юго-запада к ней примыкает область нижнепалеозойских отложений, выходящих здесь на поверхность по возстанию слоев из Прибалтики.

Шокшинские кварцито-песчаники выходят на поверхность на юго-западе Прионежья. Метаморфизм этих кварцитов, возможно, связан с интрузивной деятельностью гранитов. Несколько секущих жил гранита, прорывающих нижние песчаниковые слои эокембрия (Люткевич и Пейсик, 1957), были вскрыты в разрезах скважин на Карельском перешейке южнее р. Вуоксы. В местах контакта с жилами песчаники подверглись окварцеванию и гранатизации, а участками — огнейсованию, с выделением по плоскостям кливажа биотита; вблизи же контакта с жилами гранита в песчаниках выкристаллизовывался гранат. Породы типа шокшинских кварцитов пересечены этими скважинами в нескольких пропластках в толще песчаников эокембрия, что указывает на образование их в результате контактового воздействия интрузивов.

Шокшинские же кварцито-песчаники по своему стратиграфическому положению выделяются как иотнийские образования на Балтийском щите и подстилают спарагмитовую формацию, сопоставляемую с сердобскими и гдовскими слоями эокембрия Русской платформы.

Приведенные краткие сведения о наиболее древних отложениях палеозоя и протерозоя, лежащих в основании осадочного покрова платформы на кристаллических породах ее фундамента, подчеркивают необходимость расчленения отложений, лежащих под фаунистически охарактеризованным нижним кембрием. Весьма вероятно, что в гдовской толще в Московской синеклизе, кроме валдайского, присутствуют иотнийский и сердобский комплексы, сохранившиеся только местами в наибольших погружениях синеклизы, или в грабенах.

Важно подчеркнуть, что эти три комплекса отложений, вместе с сопровождающими их проявлениями основной и кислой магм и покрывающими их ляминаритовыми глинами, лежат ниже синих глин нижнего кембрия и их верхняя часть относится к палеозою (т. е. к эокембрию, или синийской системе), а нижняя — к протерозою (т. е. к рифею), что устанавливается по абсолютному возрасту в 1200 млн. лет для нижнего спарагмита и иотнийских образований.

Гдовские отложения должны распространяться к юго-востоку вдоль полосы карелид, в настоящее время опущенных не только во впадине Онежского озера, но и далее на юго-восток в депрессиях р. Ковжи, Белого озера, р. Шексны, Кубенского озера и верховьев р. Сухоны. Эти молодые опускания выражены в настоящее время в рельефе как впадины с мощным развитием в них четвертичных отложений. Они отделяют область развития среднего и верхнего кембрия и ордовика в Вологодской области от остальной территории Севера Русской платформы, где эти отложения отсутствуют.

Обращаясь к палеозойской истории этого предполагаемого погружения полосы карелид к юго-востоку, можно установить, что в направлении от Прибалтики к этой полосе (к северо-востоку) происходит выклинивание отложений ордовика.

Континентальный режим в силуре охватывал не только эту полосу карелид, но и всю Русскую платформу, кроме западной части Прибалтики, и продолжался все нижнедевонское и частично среднедевонское время. Только с живетского века начинается накопление отложений в Московской синеклизе. На юго-востоке Балтийского щита —

в Прионежье — в это время существовало поднятие. Судя по данным Вологодской и Солигаличской скважин, в живетском веке происходило накопление отложений в связи с опущенным положением этой зоны, расположенной на юго-восток от Прионежья. В фаменский век и нижнекаменноугольную эпоху эта зона опять отделяется от юго-западного крыла Московской синеклизы как приподнятая. С ее неравномерным погружением в средне- и верхнекаменноугольную и нижнепермскую эпоху связано постепенное отступление границ морских бассейнов этого времени на восток, при погруженном положении Юго-Восточного Прионежья. Здесь же отмечается резкое уменьшение мощности уфимской свиты по сравнению с мощностью ее в северных районах Русской платформы.

В Московской синеклизе, в районах г. Вологды и Окско-Цнинского вала, происходит выклинивание уфимских отложений, что указывает на поднятия, происходившие в уфимское время в тех же районах. Опускание, начавшееся в казанском веке, сменилось поднятием во второй половине татарского века, что ясно фиксируется по отсутствию отложений верхов татарского яруса в Вологодском районе. Среднеюрская трансгрессия, несмотря на ее распространение далеко на запад, не перекрывала района верхнего течения р. Шексны, так что впадина, занятая в настоящее время Рыбинским водохранилищем, не соединялась через район р. Шексны с северным юрским бассейном. Только в начале четвертичного периода крупные опускания этого района создали в современном рельефе впадину Онежского озера и расположенной от нее к юго-востоку депрессии. Этот геологически еще малоизученный район нужно выделить по развитию в нем отложений кембрия и ордовика как ограниченный, возможно, юго-восточным продолжением полосы карелид. Он же должен совпадать с северной центроклиналью Московской синеклизы в нижнем палеозое, контуры замыкания которой в этом районе остаются еще неясными.

Восточная окраина Балтийского щита и его склон с депрессией бассейна р. Онеги. Этот район расположен на восточном склоне Балтийского щита в пределах Карелии и сопредельных районов Архангельской области, между Онежским озером и Белым морем. Здесь архейские граниты и гнейсы перекрываются и прорываются основными породами Ветреного пояса. Вероятнее всего, происхождение части основных изверженных пород Ветреного пояса надо связывать с интрузивной и эффузивной деятельностью в краевой зоне Балтийского щита, проявившейся в каледонском тектогенезе, особенно в девоне¹ в результате крупнейших опусканий Русской платформы по разломам, послужившим путями для продуктов вулканической деятельности.

Новейшие геофизические исследования на юго-востоке Ветреного пояса и в прилегающих с востока районах р. Онеги установили отсутствие основных пород под осадочными отложениями эокембрия, кембрия, девона и карбона, что ограничивает область развития основных пород Ветреного пояса с юго-востока. Развитие здесь отложений нижнего кембрия установлено в результате буровых работ. Отложений ордовика и силура в районе, прилегающем к Ветреному поясу, нет и можно считать, что после нижнего кембрия этот район представлял собой плато с грядой гор из карелид на юго-западе, существовавшей до среднего девона.

¹ Большинство исследователей Карелии породы Ветреного пояса относят к протерозою. В разрезах буровых скважин они вскрыты под кембрием. (Прим. ред.)

Выходы на поверхность гранитов архея на Онежском полуострове, меридиональное расположение р. Онеги, а также расширяющиеся на запад и соединяющиеся с долиной р. Онеги две депрессии: р. Моши и оз. Воже показывают, что восточный склон Балтийского щита представляет собой вместе с районом р. Онеги область молодого опускания в четвертичном периоде, которое здесь было, вероятно, большим, чем в прилегающей с востока части Русской платформы.

Сопоставление основных пород п-ова Канин и Тимана с основными породами Ветреного пояса дает некоторое основание какую-то часть их связывать с девонским вулканизмом конца живетского и начала франского веков. Образование пестроцветных толщ девона относится к франскому веку; здесь же распространены нижнекаменноугольные континентальные и морские, а затем среднекаменноугольные морские отложения. Начавшееся в верхнем карбоне поднятие стабилизировало восточный край Балтийского щита до начала четвертичного периода, когда новое опускание его вызвало образование меридиональной долины р. Онеги, каньонообразной впадины р. Неноксы и обособило приподнятое положение Онежского полуострова.

Эти данные своеобразной геологической истории восточного склона Балтийского щита очень скудны, и есть еще много неразрешенных вопросов.

Западный склон Главного прогиба Русской платформы. Под названием западного склона Главного прогиба Русской платформы может быть выделена обширная область развития пермских отложений в бассейнах рек Сухоны, Северной Двины и Кулоя и прилегающая к ней с запада полоса развития каменноугольных отложений. Нижнепалеозойские отложения синя и нижнего кембрия, что теперь выяснено глубоким бурением, развиты здесь повсеместно и в значительных мощностях. В это время область представляла собой, по-видимому, эпиконтинентальный бассейн, который на северо-востоке соединялся с геосинклинальным Канино-Тиманским бассейном.

С конца ордовика на большей части платформы устанавливается континентальный режим. В результате крупных глыбовых опусканий, начавшихся со среднего девона, сюда трансгрессировало верхнедевонское море. После континентального перерыва, совпавшего с фаменским, турнейским и началом визейского времени, каменноугольное море существовало здесь непрерывно почти до конца нижней перми, когда на его месте образовалась обширная лагуна, в которой накапливались главным образом гипсы, а местами и тонкие пласты каменной соли.

Континентальный режим уфимского времени, предшествовавший трансгрессии казанского моря с севера, характеризовался накоплением красноцветных отложений, венчающих гипсово-доломитовые отложения нижней перми. В это же время происходили крупные опускания на северо-востоке в складчатом Канино-Тиманском обрамлении Русской платформы. Трансгрессия казанского моря с севера стала возможной благодаря опусканию глыбовых участков в цепи горного сооружения на северо-востоке. Существовавшие здесь в карбоне и нижней перми проливы совершенно закрылись в конце нижней перми, после чего стало возможным образование уфимских красноцветных отложений. Восходящие движения, вызывавшие поднятия, повторились в конце казанского века, когда западный склон Главного прогиба Русской платформы стал воздыматься вместе с краевым Канино-Тиманским сооружением, что вызвало регрессию казанского моря с платформы.

В татарском веке поднятие на западе продолжалось, вызывая постепенное уменьшение площади накопления континентальных отложений, концентрировавшихся в центральной части Главного прогиба Русской платформы. Кратковременное проникновение с севера морских вод в татарском веке на платформу, вероятно, происходило как в нижнеустыинское, так и в северодвинское время. Для нижнеустыинского времени об этом можно судить по наличию гипсов в песках, по их дюнной косой слоистости и следам ползания и зарывания в ил организмов, а для северодвинского времени — по наличию пропластков с морской фауной гастропод и, возможно, пелеципод.

В нижнем триасе, при полной изоляции Русской платформы от регрессировавшего далеко на север морского бассейна, западный склон Главного прогиба был приподнят и являлся областью сноса, кроме района Большой Северной Двины ниже г. Котласа и р. Верхней Сухоны, где имеют распространение отложения ветлужской серии. На этой территории нет отложений юры и мела, развитых восточнее. Поэтому можно предполагать, что приподнятое положение ее удерживалось на протяжении всего мезозоя, оставаясь таким же и в кайнозое.

Основной структурой западного склона Главного прогиба платформы является Сухонский вал, простирающийся на 300 км от района г. Тотмы до г. Котласа. Он осложнен структурами второго и третьего порядка и кулисообразно расположен по отношению к Солигаличской антиклинали, к полосе Куножско-Кичменгских поднятий на юго-востоке и к Сефтринской полосе поднятий на северо-западе. Продолжением последней к северу являются поднятия на р. Нижней Тойме и на водораздельном пространстве между ней и р. Пинегой. Все эти мелкие поднятия вместе с Сухонским валом осложняют западный склон Главного прогиба Русской платформы и их происхождение связано, по-видимому, с приподнятыми блоками фундамента, стабилизировавшимися в конце герцинского тектогенеза. Преимущественно северо-восточное простираение таких основных структур, как Сухонский вал, Солигаличская антиклиналь и др., теперь начинает получать объяснение в связи с открытием Горьковского кряжа фундамента, сложенного гнейсами, лежащими под юрой в Коверлинской мульде. Указанное простираение (по данным аэромагнитных работ) господствует в гнейсах архея Русской платформы. Существование структур северо-восточного простираения, имевших влияние на геологическую историю развития этого района, заставляет выделять его как западный склон Главного прогиба Русской платформы.

Главный прогиб Русской платформы. Северная часть Русской платформы, известная под названием Мезенской синеклизы, является продолжением к северу Главного прогиба этой платформы. Она занимает бассейны рек Лузы, Юга, Вычегды (в нижнем течении) и Мезени. На западе этот район ограничивается западным склоном Главного прогиба, осложненным пологими, как Сухонский вал, или более интенсивными, как Солигаличская антиклиналь, поднятиями. На востоке Главный прогиб платформы ограничивается Западным Пригиманьем, где так называемая платформенная тектоника выражена более интенсивно по сравнению с западным склоном прогиба. Извилистость и нерезкость границ прогиба на западе и востоке вызваны осложнениями его тектонического строения, которые возникли в разное время геологической истории с конца протерозоя.

Наличие в прогибе нижнепалеозойских отложений не моложе нижнекембрийских установлено бурением опорных скважин в Котласе, Яренске и Опарино. По данным бурения в Солигаличе, где ниже базальтов живетского яруса с глубины 1630 м лежат песчаники и глины

нижнего кембрия и синия, устанавливается их развитие и в Главном прогибе Русской платформы, что подтвердилось бурением скважины в Шарье. Учитывая эти данные, можно сделать вывод о переходе платформенных отложений нижнего кембрия в геосинклинальные на северо-востоке в Тиманском складчатом сооружении, где они смяты в интенсивные складки и имеют большие (геосинклинальные) мощности.

Поднятие северной части платформы произошло, по-видимому, одновременно с причленением к ней складчатого Канино-Тиманского сооружения в салаирский тектогенез, после чего наступил длительный континентальный перерыв, длившийся со среднего кембрия до силура включительно. Прогибание начинается вновь только со среднего девона. Развитие пестроцветов девона на западном склоне прогиба (небольшой мощности) дает основание считать, что морские фации девона развиты к востоку от него так же, как и на Тимане. Перерыв в отложениях на западном склоне прогиба, сопровождавший континентальный режим, охватывает турнейский и частично визейский века. Отсутствуют отложения этого возраста и в его центральной части. Возникшие с девона разломы складчатого сооружения Тимана создали на его месте изолированные возвышенности, которые были островами в девоне, карбоне и перми на северо-востоке платформы при морских трансгрессиях в эти периоды. Общее поднятие этой островной части в конце нижней перми способствовало изоляции нижнепермского моря севера Русской платформы от открытого моря прилегающей арктической области, что повлекло за собой образование лагунных условий на огромной территории Главного прогиба.

Новые опускания краевого Канино-Тиманского складчатого сооружения вызвали в верхней перми трансгрессию казанского моря, за которой последовали опять поднятия, отделившие море арктической области от севера платформы в татарский и ветлужский века. С мезозоя направление опусканий меняется с меридионального на широтное, что ясно видно из образования Волго-Костромского прогиба на юге и Двинско-Вычегодского на севере, с распространением в них не только нижнетриасовых, но и юрских и меловых отложений, далеко заходящих на востоке в Южное Притиманье, а на западе в район Рыбинского водохранилища.

Отсутствие геологических данных о существовании среднего и нижнего палеозоя в северной части Главного прогиба платформы не позволяет достоверно представить его геологическую историю. Данные о геологии соседних с запада и востока районов, особенно о развитии и залегании пермских и мезозойских отложений, показывают, что образование прогиба могло иметь место на севере Русской платформы, начиная с эокембрия и в нижнем кембрии. Это получило отражение в современном тектоническом строении и потому при геологическом районировании Главный прогиб платформы заслуживает обязательного выделения.

Восточный склон Главного прогиба Русской платформы, или Западное Притиманье. Восточный склон Главного прогиба Русской платформы, или Западное Притиманье, можно рассматривать как площадь параллельных Тиману древних складчатых сооружений салаирского тектогенеза, погружившуюся под палеозойские и мезозойские отложения в результате разломов и происшедших по ним блоковых локальных поднятий и опусканий, осложнивших общее погружение. Основанием для такого предположения является разрез скважины, расположенной в 13 км ниже устья р. Коин на р. Вымь, где метаморфические сланцы вскрыты под отложениями франского яруса девона. Отсут-

ствие девонских отложений на некоторых погруженных или приподнятых в настоящее время поднятиях Тимана и Притиманья указывает на то, что они были островами во время существования девонского морского бассейна.

На существование разломов и крупных перемещений по ним блоков указывает наличие диабазов, рвущих уфимские красноцветы нижней перми у с. Серегова на р. Выми. К району с. Серегово приурочен минимум силы тяжести. Заложенные здесь буровые скважины вскрыли под уфимскими красноцветами соль (на глубине 230—1200 м), еще не пройденную до основания. Вдоль западного склона Тимана по долинам рек установлено много антиклинальных поднятий. Из них здесь следует упомянуть такие беспорно доказанные поднятия, как Аныбское на р. Вычегде, Елмачпарминское, или Кельтменское, на р. Северной Кельтме, Синдорское у озера того же названия, Сереговское на р. Выми, Большепорожское ниже устья р. Коина, Обдорское на р. Обдоре и ряд антиклиналей в верховьях р. Мезени. В этих поднятиях на поверхность выведены среди более молодых отложений слои начиная с карбона. Таким образом, амплитуда этих поднятий самая различная, но все они образовались главным образом в нижне- и верхнепермскую эпохи при последних фазах герцинского тектогенеза. К северу, в районе западного склона Северного Тимана и на п-ове Канин, в районе Лудоватых мысов, еще резче выделяется сильная смятость в складки палеозойских отложений, вызванная блоковыми движениями по наклонным плоскостям с северо-востока. Эта полоса Западного Притиманья, являющаяся одновременно северо-восточным краем нижнепалеозойской Русской платформы, наиболее интересна по глубинному строению и по приуроченности к ней различных полезных ископаемых.

Тиман и п-ов Канин. Тиманский кряж, вместе с п-ом Канин на северо-западе и Немской и Ксенофоновской структурами на юго-востоке, является орографически выраженной зоной дислокаций, расположенных между Русской платформой и Печорской депрессией. Погруженные отложения палеозоя к западу и востоку от Тимана имеет место, судя по разрезам, на ряде прилегающих к нему структур. Орографически более приподнятое положение Тиманского кряжа дает возможность установить, что его образование связано не только с несколькими фазами складчатости, но и с сопровождавшими их осадконакоплением и вулканизмом, начиная с нижнего палеозоя. В синии, нижнем кембрии, а также, возможно, и в среднем кембрии Тимана как складчатого сооружения не существовало и на его месте располагалась геосинклиналь, в которой происходило накопление мощных отложений, достигающих нескольких тысяч метров. Нахождение амфиболитов среди метаморфических сланцев Тимана и Канина указывает на проявление деятельности основной магмы во время накопления этих отложений. Образовавшиеся преимущественно силлы и покровы основных пород впоследствии были метаморфизованы до амфиболитов. Смятие этих отложений в складки, охватившее всю восточную ветвь Грампианской геосинклинали, произошло в салаирскую фазу каледонского тектогенеза, на что указывает отсутствие отложений верхнего кембрия и ордовика на Тимане и п-ове Канин. В эти периоды вслед за причленением к платформе складчатого сооружения, прослеживающегося от Варангерфиорда через п-ов Рыбачий, о-в Кильдин и мыс Святой Нос на п-ов Канин и Тиман, последовало проявление деятельности кислой магмы. Пегматитовые тела и жилы на мысе Микулкином (п-ов Канин), гранитные интрузии на его северном берегу и щелочные гранитные интрузии на мысе Румяничном (Северный Тиман) рвут и сильно метаморфизуют

смятые в складки породы синия и нижнего кембрия или, как их принято называть, не определяя возраста, — метаморфические сланцы.

Резко несогласное залегание пологопадающих известняков лландоверского яруса на смятых метаморфических сланцах указывает, что их смятие и метаморфизм произошли до силурийского периода. Дальнейшее усложнение складчатого Канино-Тиманского сооружения произошло в живетском и в начале франского веков, когда, главным образом по разломам, излились базальты и внедрились диабазы. Смятие в складки средне- и верхнепалеозойских отложений имеет на Канине и Тимане интенсивный характер только в местах крупных разломов, где движение по ним блоковых масс древнего складчатого сооружения вызвало крутые углы падения слоев, что можно наблюдать на юго-западных крыльях Джемим-Пармы или на Канинском Камне. Канино-Тиманское сооружение в девоне было разбито на блоки, что имело существенное значение для формирования орографически выраженных Канина и Тимана и для образования более сложного тектонического строения Западного Притиманья. Причленение к Русской платформе восточной ветви Грампианской геосинклинали произошло в салаирскую фазу складчатости и сопровождалось проявлением вулканизма в каледонский тектогенез. Присоединение этой полосы геосинклинальных образований к Русской платформе сильно расширило ее площадь в среднем и верхнем палеозое. Подвижность этой краевой зоны платформы оставалась в палеозое большей, чем в западной части рассматриваемой территории, что выразилось в более интенсивной складчатости и в проявлении девонского вулканизма. Последний проявлялся также и в конце палеозоя, но был выражен слабо, так как имеется только единственная дайка диабазов у с. Серегова, рвущая уфимские красноцветы верхней перми. Вулканизм конца герцинской складчатости еще плохо изучен. Его проявления могут иметь здесь место на глубине, судя по следам гидротермальной деятельности, на которую указывает присутствие барита и железистых минералов в отложениях ветлужской серии района с. Серегова, а также гематита в контактовых зонах уфимских слоев с интрузивными телами диабазов.

Печорская депрессия. Печорскую депрессию можно было бы расчленить на несколько геотектонических районов, имеющих различную геологическую историю. Например, Восточное Притиманье тесно связано с геологической историей Тимана, причленившегося к Русской платформе в салаирский тектогенез и расколовшегося на блоки в начале герцинского тектогенеза, в конце которого были собраны в пологие складки отложения палеозоя Притиманья.

Совершенно иной путь развития прошла территория восточной части Печорской депрессии, прилегающая к западному склону Урала и Пай-Хоя. Уже одно отличие в геологической истории, связанное с развитием отложений ордовика и силура, отсутствующих на западе в Притиманье, указывает на совершенно иной геотектонический режим Пай-Хоя, Урала и прилегающей к ним части Печорской депрессии. Так как последними работами установлено, что на юго-восток от мыса Синькин Нос параллельно Пай-Хою прослеживается гряда с выходами на поверхность нижнего палеозоя, то имеются все основания считать, что складчатость затрагивала не только Пай-Хой, а и значительную территорию, входящую в восточную часть Печорской депрессии. Ее структура, осложненная рядом антиклиналей и синклиналей, параллельных Пай-Хою в северной части Печорской депрессии, не вызывает сомнения.

Южную часть депрессии, расположенную севернее стыка Тимана с Уралом, нет основания рассматривать как единое целое с конца кем-

брия. Неизвестно, где проходит на востоке граница складчатой полосы, причленившейся в салаирский тектогенез к Русской платформе. Ширина восточной ветви Грампианской геосинклинали, оформившейся в салаирскую фазу каледонской складчатости, неизвестна. Кроме того, она не могла быть равномерно приподнята в виде горной цепи по краю Русской платформы. Заливы, острова, бухты, далеко заходившие в глубь вновь образовавшегося материка, существовали в палеозое не только со стороны Восточного Тимана, но и по западному склону Урала и Пай-Хоя, следствием чего являются пермские паралические угольные месторождения на востоке и девонские нефтяные залежи на западе Печорской депрессии.

Такая же сложность строения запада и востока депрессии, как при герцинской складчатости, должна была существовать и во время салаирской и каледонской складчатостей, поэтому разграничение Печорской депрессии на геологически разные районы затруднено. Кроме того, учитывая последние геологические материалы, нет никаких оснований считать, что на месте какой-либо части Печорской депрессии имеется допалеозойское образование типа щита, платформы, плиты или жесткого массива, вокруг которого формировались бы складчатые сооружения Тимана и Пай-Хоя. Скорее можно предполагать о том, что если и были архейские жесткие участки между Тиманом и Пай-Хоем, то они первые испытали опускание в каледонское складкообразование, чем вызвали трансгрессию морей ордовика и силура в Уральский геосинклинальный бассейн.

Все складки как на Тимане, так и на Пай-Хое имеют запрокинутые западные крылья, что могло быть вызвано только односторонним движением сминаемых в складки масс, связанным с гипсометрически высоким положением жесткого массива платформы на востоке. По-видимому, в западной части Карского моря, так же как и в Большеземельской тундре восточнее нижнего течения р. Печоры, имеются такие массивы, о чем можно судить как по окаймляющим их складчатым дугам, например Пайхой-Новоземельской, так и по данным магнитометрических наблюдений. Молодые опускания в юре и мелу как раз приходится на эти области, так же как это имеет место и на Русской платформе (погребенный Горьковский кряж фундамента). Крупнейшие поднятия третичного периода, связанные с альпийским тектогенезом, вызвавшим, как следствие, изменение климата — оледенение, сменились, как известно, крупными опусканиями. Последовавшая в связи с ними на севере платформы бореальная трансгрессия устанавливается по отложениям на относительно больших современных высотах на Пай-Хое и в других горных сооружениях советского побережья Арктики.

Урал, Предуральский прогиб и Пай-Хой. Пай-Хой и Полярный Урал в настоящее время надо рассматривать как один геотектонический регион с общим ходом исторического развития. Расположенный южнее Северный Урал, в районе гор Народы и Сабли, значительно более приподнят, чем Полярный Урал вследствие того, что здесь выходят на поверхность протерозойские образования. На Пай-Хое и Полярном Урале они скрыты под палеозойскими отложениями и потому допалеозойская история этих горных сооружений остается неясной. Здесь устанавливается салаирская складчатость, как и на Тимане. Ее проявление на востоке у Карского побережья более интенсивно, чем на западе у Баренцева моря, что может быть связано с влиянием близко расположенного жесткого платформенного сооружения в западной и восточной частях Карского моря, вокруг которых формировались складчатые Таймырская, Новоземельская и Урало-Пайхойская дуги. Несмотря на большую погруженность Пай-Хоя, по сравнению с Полярным Уралом, его

разрез также начинается нижним кембрием, при большем развитии отложений ордовика и силура.

С проявлениями каледонской складчатости несомненно связаны крупные движения по разломам, сопровождавшиеся вулканической деятельностью. Такое же явление должно было иметь место в среднем и верхнем девоне на Русской платформе и в ее краевых складчатых сооружениях. Основная фаза складчатости охватывает конец палеозоя, максимум приходится на конец верхнепермской эпохи. Ее также сопровождал вулканизм, но выраженный меньше, чем в районах Сибирской платформы и на Таймыре. Крупные разломы, сопровождавшие образование Карского надвига, возникли после палеозоя и до отложения перекрывающего их мела. Следовательно, киммерийские движения, проявляясь в виде разломов, охватывали Пай-Хой и Урал. Никакой складчатости в меловых отложениях этих районов по последним исследованиям не устанавливается и надо представлять Пайхойское и Полярно-Уральское складчатые сооружения как причленившиеся к Русской платформе в последнюю фазу герцинского тектогенеза. В дальнейшем, начиная с нижнетриасового времени, они подверглись усиленной эрозии. Тогда молодое горное сооружение Урала и Пай-Хоя достигало небольших высот.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

АРХЕЙ И ПРОТЕРОЗОЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (РАЙОН ВЕТРЕННОГО ПОЯСА)

В настоящей главе рассматриваются докембрийские образования юго-восточной окраины Балтийского щита в пределах Онежского и Приозерного районов Архангельской области.

В дореволюционное время посещались лишь отдельные, наиболее легко доступные и экономически развитые районы, главным образом с целью ознакомления с экономикой, орогидрографией и лишь частично геологией района. Начало геологического изучения этой территории связано с именами Р. Мурчисона (Мурчисон и др., 1849) и А. А. Иностранцева (1872). А. А. Иностранцев впервые указал на широкое развитие в бассейне р. Онеги зеленокаменных пород и привел краткие сведения о кристаллических образованиях северо-восточной части территории.

Планомерное изучение территории началось после Великой Октябрьской социалистической революции.

В 1927—1929 гг. М. А. Лавровой и Д. С. Белянкиным проводились исследования на Беломорском побережье и о-ве Кий. Ю. С. Неуступым (в 1929 г.) в центральной части района был пройден маршрут Пудож — Онега — Нюхча — Выгозерский погост. К этому же времени относятся исследования Е. В. Терентьевой (1929), пересекшей район по маршруту Малошуйка — Калгачиха — Кожозеро — Усть-Кожа.

Полученные в результате пересечений весьма отрывочные сведения еще не могли послужить основой для правильного толкования геологического строения этой обширной территории.

С именем Н. В. Альбова, занимавшегося на протяжении шести лет (1935—1940 гг.) картированием развитых здесь докембрийских образований и поисками никеля, связана разработка первой для данной области схемы стратиграфии докембрийских пород, которая и до настоящего времени во многом не утратила своего значения.

Исследования послевоенных лет В. В. Гаврилова и А. И. Кайряка (1954 г.), А. В. Пекурова, А. И. Кайряка и др. (1955—1956 гг.), А. Г. и О. А. Кондяйн (1953 г.), Г. К. Фрумкиной и др. (1951 г.), Ш. А. Бойда, И. М. Экман и др. (1957 г.), А. В. Пекурова и В. В. Сиваева (1957 г.), Г. В. Макаровой, Е. В. Нефедова и др. (1957 г.) в районе Ветреного пояса во многом подтвердили правильность взглядов Н. В. Альбова на геологическое строение этой области. Наряду с этим выявились новые факты, изменившие представление о возрасте некоторых толщ докембрийских пород.

Данные о геологическом строении Ветреного пояса и примыкающих районов были обобщены и систематизированы В. А. Перевозчиковой в 1954—1958 гг.

Докембрийские образования рассматриваемой территории имеют неразрывную связь с породами докембрия прилегающих с запада районов КАССР. Среди них выделяются образования архейской и протеро-

зойской групп. С юго-востока и востока, почти вдоль р. Онеги они трансгрессивно перекрываются палеозойскими отложениями. Породы докембрия наблюдаются в эрозионных окнах среди палеозойских отложений и вскрываются скважинами на значительном удалении от восточной границы Балтийского щита.

Архей

Архейские образования в пределах рассматриваемой территории развиты к северу и югу от возвышенности Ветреный пояс и представлены пара- и ортогнейсами и прорывающими их ранними и поздними архейскими интрузиями кислых, основных и ультраосновных пород.

Древнейшие архейские породы наиболее широко распространены вдоль южного берега Белого моря и восточнее оз. Водлозеро на ограниченной площади. Этот довольно сложный по составу комплекс парагнейсов в значительной степени мигматизирован и гранитизирован. Ранее он сопоставлялся со «свитой беломорских гнейсов» (Белянкин, 1932) и относился к нижнеархейским, свионийским образованиям (Н. В. Альбов, 1939) или причислялся, в связи с глубоким метаморфизмом и мигматизацией, к ареалам «беломорских гранитов» — посткарельских, по В. М. Тимофееву (1935).

Наибольшим распространением среди гнейсов пользуются полосчатые биотитовые гнейсы, нередко имеющие гранитовидный облик. Значительно менее распространены биотит-амфиболовые гнейсы, иногда с гранатом, эпидотом, диопсидом. В них встречаются прослойки гранат-биотит-амфиболовых, эпидот-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, а также тела амфиболитов, гранатовых амфиболитов и биотит-амфиболовых сланцев — возможно, измененных основных интрузивных пород. Полевой шпат в этих гнейсах представлен преимущественно плагиоклазом, хотя часто в значительном количестве встречается и микроклин. Как правило, в районе почти не встречается гнейсов, не затронутых процессами мигматизации и тесно связанными с ними явлениями гранитизации. Характер мигматизации в них обычно послынный с образованием полосчатых, иногда пльчатых мигматитов.

По петрологическим особенностям, характеру переслаивания, метаморфизму и составу толщи гнейсов обнаруживают большое сходство с нижней толщей биотитовых гнейсов кольской серии архея Кольского полуострова, но большим сходством исследователей, как и прежде, они сопоставляются с беломорской серией архея района ст. Чупа — ст. Лоухи, несколько отличающейся от нее по степени метаморфизма и составу. Рассматриваемые гнейсы образовались в основном за счет древнейших песчано-глинистых и мергелистых осадков, которые, как правило, сильно дислоцированы и собраны в складки; простираение осей складок изменяется от широтного до северо-восточного.

К интрузивным образованиям архея, более молодым, чем гнейсы, относят (Н. В. Альбов и др.) габбро-амфиболиты, гнейсо-граниты и гранодиориты (I группы), встречающиеся среди гнейсов интрузии основных и ультраосновных пород (друзиты), а также плагио-микроклиновые граниты (II группы), с которыми в гнейсах условно связывается образование мигматитов и пегматитов.

Габбро-амфиболиты известны как среди гнейсов в виде небольших согласных тел, так и среди гранитов (I и II групп). В южной части территории они часто пересекаются жилами гранитов.

Гнейсо-граниты и гранодиориты (I — ранней группы архея) развиты среди гнейсов на Беломорском побережье и тесно связаны с вмещающими их толщами, образуя постепенные переходы через мигма-

титы. Гнейсо-граниты, распространенные южнее возвышенности Ветреный пояс (южнее рек Лекса, Южного Выга, Вожма, оз. Лузского) и встречающиеся там в виде окон, выступающих из-под покрова нижнекарельских метадиабазов и зеленых сланцев в районе озер Кожозеро и Каменного, теперь весьма условно относят к I — ранней группе гранитоидов архея. В этой области протерозойской складчатой зоны (см. главу VI, раздел «Тектоника») указанные гнейсо-граниты (I группы) если и существовали, то претерпели значительные изменения под влиянием более молодых протерозойских гранитоидов. Полевые шпаты в гранитах I группы представлены главным образом плагиоклазом и реже микроклином. По составу среди них встречаются как типичные граниты, так и гранодиориты и диориты.

Все разновидности пород этой группы в той или иной степени огнейсованы. Простираение гнейсовидности в них варьирует обычно от широтного до северо-восточного, с преобладанием последнего.

Гнейсо-граниты содержат ксенолиты сильно измененных пород, близких по составу к биотитовым гнейсам (А. В. Пекуров, А. И. Кайряк и др., 1954 г.), а также ксенолиты древних пород, определяемых как амфиболиты, кварц-полевошпатовые и амфиболовые сланцы (Альбов, 1939).

К архею относят развитые в северной части территории в толще парагнейсов небольшие, согласно залегающие тела основных и ультраосновных пород (друзиты), представленные перидотитами и габбро-диабазами.

С плагио-микроклиновыми гранитами II группы (позднеархейской) большим количеством исследователей связываются образования мигматитов и пегматитов в толще гнейсов и гранитов. Жильная фация пегматитов в толще гнейсов имеет весьма ограниченное распространение и представлена обычно маломощными (до 0,8 м) жилами биотит-плагио-микроклинового или биотит-микроклинового состава. Встречающийся изредка в них мусковит обычно не имеет практического интереса. Микроклиновые пегматитовые жилы (в среднем течении р. Кожы), мощность которых местами достигает 10—15 м, могут быть использованы в качестве керамического сырья.

Протерозой

Протерозойские образования в пределах рассматриваемой территории пользуются значительным распространением и протягиваются в виде полосы северо-западного простирания от оз. Пулозеро на западе до р. Онеги на востоке, на расстояние более 220 км. Ширина полосы варьирует в пределах 30—85 км.

На севере и северо-востоке полоса граничит с архейским комплексом гнейсов и мигматитов, а на юге и юго-западе — с гранитоидами и мигматитами разного возраста. К юго-востоку от озер Кенозеро, Ундозеро, Падун протерозойские образования перекрыты палеозойскими отложениями.

Протерозойские образования района из-за весьма плохой их обнаженности еще недостаточно изучены. Ранее этот комплекс пород Н. В. Альбовым (1939) и Н. Г. Судовиковым (1939) рассматривался в составе «карельской формации» протерозоя. Геологические работы, проведенные на данной территории в 1953—1956 гг., позволили А. В. Пекурову, А. И. Кайряку и др. подразделить протерозойский комплекс на два отдела: нижний — «докарелий» и верхний — «карелий».

В 1957—1958 гг. протерозойские образования Карелии и Мурманской области многими геологами (К. О. Кратц, В. А. Перевозчиковой, В. Н. Нумеровой) были подразделены на три подгруппы: нижнюю,

среднюю и верхнюю. В пределах рассматриваемой территории протерозой также делится на три подгруппы. Нижней подгруппе протерозоя соответствует «докарелий», средней — «карелий», а верхней подгруппе — образования иотнийской серии верхнего протерозоя, выделенной на этой территории совсем недавно.

Нижний протерозой. Комплекс нижнепротерозойских образований Ветреного пояса (докарельский, по А. В. Пекурову и А. И. Кайряку) представлен толщами, по составу сходными с парандовской и тунгудско-надвоицкой сериями нижнего протерозоя Южной Карелии.

Парандовская серия, выделяемая здесь условно, включает метаморфические сланцы и эффузивы, которые прослеживаются локально в среднем течении р. Кумбуксы и близ западного побережья оз. Кожозера. Базальные образования этой серии здесь неизвестны. А. И. Кайряк условно относит к ним конгломераты оз. Левушка (расположенного за пределами района), но положение их не выяснено, так же как и стратиграфическое положение толщ парандовской серии данного района. Эти образования (включая и конгломераты) могут оказаться здесь интенсивно метаморфизованными породами более молодой тунгудско-надвоицкой серии, широко распространенной в пределах Ветреного пояса.

Конгломераты оз. Левушка обнажаются у его юго-восточного берега, в 5 км к северу от оз. Хижозера.

Они сложены гальками и валунами (40—50%) серого мелко- и среднезернистого олигоклазового гранита, содержат также единичные гальки кварца. Цемент конгломератов аркозовый, образован зернами плагиоклаза, кварца, чешуйками мусковита. Содержит небольшую примесь зерен эпидота и цоизита, а также биотит и хлорит. Размер галек и валунов варьирует в пределах 3—20 см в поперечнике. Истинная мощность конгломератов, а также их соотношение с другими породами не установлены. По-видимому, они залегают на архейских олигоклазовых гранитах, за счет дезинтеграции которых и образовались.

Толща метаморфических сланцев р. Кумбуксы и оз. Кожозера представлена зелеными сланцами и переслаивающимися различными по составу, плейчатыми существенно хлоритовыми сланцами (хлоритовыми, серпентин-хлоритовыми, биотит-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми, хлоритовыми плагиосланцами, частью оталькованными и карбонатизированными). Хлоритовые сланцы по сланцеватости пронизаны сетью мелких жилок, включают гнезда кварца и участками в значительной степени пиритизированы.

Метаморфические сланцы р. Кумбуксы имеют широтное простирание и падают моноклинально на север под углом 40—50°. Мощность толщи сланцев, видимо, не превышает 500—600 м. Сланцы, аналогичные этим, развитые в районе оз. Кожозера, протягиваются с северо-запада на юго-восток с отклонениями до широтного и меридионального направления. Они плохо обнажены и в связи с этим их мощность и сложение не выяснены. Этот комплекс сланцев, вероятно, мог образоваться как за счет осадочных, так и за счет изверженных пород. По составу и степени метаморфизма сланцы обнаруживают значительное сходство с некоторыми разновидностями сланцев парандовской серии («колчеданной свиты») нижнего протерозоя Карелии, с которой условно и сопоставляются.

Тунгудско-надвоицкая серия пользуется значительным распространением в пределах возвышенности Ветреный пояс и севернее р. Ундоши, близ границы с отложениями палеозоя. Южнее и юго-восточнее она обнажается в эрозионных окнах среди палеозойских отложений и устанавливается под ними в ряде скважин.

Базальные слои этой серии здесь неизвестны, возможно, к ним следует относить конгломераты оз. Левушки (описанные выше). Конгломераты района сел Калгачихи и Кривой Пояс, относившиеся Н. В. Альбовым (1939а) к «базальным горизонтам», залегающим ниже спилитовых диабазов этой серии (часть карельской формации, в понижении Н. В. Альбова), согласно новым данным А. В. Пекурова и др. (1956 г.), являются более молодыми, так как включают гальки эффузивных основных пород теперь выделяемой здесь тунгудско-надвоицкой серии.

В разрезе серии из осадочных образований наиболее низкое стратиграфическое положение, по-видимому, занимают толщи аркозов (местами слюдистых, рассланцованных), обнажающихся западнее мыса Хабарово, оз. Кожозеро и южнее последнего, в долинах рек Токши и Вононги. Эти светлые, розоватые и серые отчетливо слоистые породы обогащены мусковитом, биотитом и местами приобретают облик гнейсов. По данным А. В. Пекурова и В. В. Сиваева (1956—1957 гг.), в них встречаются редкие (размером до $1,5 \times 3$ см) гальки сливного белого кварца, мелкозернистого биотит-плагиоклазового гнейсо-гранита и пегматита (с микроклином). Микроскопически в них устанавливается гетерогранобластная с реликтами псаммитовой структура (сланцеватая очковая текстура, по мнению А. И. Кайряка).

А. И. Кайряком указанные породы в районе оз. Кожозеро ранее рассматривались как образовавшиеся за счет архейских парагнейсов в период их интенсивной милонитизации и последующей перекристаллизации; в этом случае наблюдаемые в породах «гальки» рассматривались как уцелевшие от милонитизации порфиروкласты полевого шпата, кварца и гнейсов. В составе их преобладают плагиоклаз (30—50%), кварц (30—50%), микроклин (5—15%) и мусковит (5—30%), встречаются также серицит, биотит, карбонат, хлорит и эпидот.

В породе местами отчетливо выражены катаклиз, следы кварцевог и калиевого метасоматоза. По данным А. В. Пекурова, В. В. Сиваева и В. А. Перевозчиковой (1956—1957 гг.), эти породы представляют собой осадочные образования — аркозы, встречающиеся как в пределах Ветреного пояса, на мысе Хабаров, так и южнее его, к северу от р. Ундоши. По составу, текстурным и структурным особенностям, а также метаморфизму они не похожи на аркозы среднего протерозоя (сегозерской и онежской серий Карелии) и прорываются жилами гранитов.

Толщи аркозов дислоцированы и, в общем, полого падают в северо-восточном направлении. Положение аркозов выше сланцев парандовской серии, развитой здесь же, позволяет сопоставлять их с подобными же породами тунгудско-надвоицкой серии Карелии, занимающими там аналогичное место в разрезе. Относительно более молодыми, чем аркозы, являются вулканогенные основные породы, широко развитые в пределах всего Ветреного пояса. Они представлены афанитовыми, частью миндалевидными спилитовыми метадиабазами, метапорфиритами, рассланцованными их разновидностями и связанными с ними туфогенными отложениями. Местами диабазы переслаиваются с аркозами и, вероятно, образуют несколько горизонтов.

Метадиабазы микроскопически характеризуются обычно нематобластовой структурой с реликтами пойкилоофитовой, метапорфириты — бластопорфировой стекловатой, афаниты — микронематобластовой или реликтовой стекловатой структурой. Состав этих пород не отличается большим разнообразием и характеризуется обычно сочетанием главным образом двух минералов — актинолитовой роговой обманки и альбитизированного или нацело сосюритизированного плагиоклаза, а также

небольшим содержанием эпидота и цоизита, лейкоксена (сфена), хлорита, кварца и рудного минерала. Встречающиеся в мандельштейнах миндалины выполнены, как правило, кварцем, эпидотом, хлоритом, альбитом и карбонатом. Причем встречаются миндалины мономинеральные, выполненные одним из отмеченных минералов (обычно кварцем), и полиминеральные. Последние встречаются наиболее часто.

Зеленые сланцы, пользующиеся в рассматриваемой толще эффузивов довольно большим распространением, обычно тесно связаны с вышеотмеченными эффузивными диабазами и представляют собой, по-видимому, более сильно рассланцованные и метаморфизованные их разновидности, приуроченные к участкам более интенсивных тектонических подвижек. При этом не исключена возможность, что часть из встречающихся в пределах полосы зеленых сланцев могла образоваться за счет туфогенных толщ и более древних основных пород.

По составу среди зеленых сланцев наиболее часто встречаются следующие разновидности: цоизит-актинолитовые, хлорит-актинолитовые, хлорит-цоизитовые сланцы, актинолитовые, цоизит-хлоритовые плагиосланцы и др.

Условия залегания рассматриваемых, вероятно покровных, эффузивных пород точно не установлены. Имея общее северо-западное простирание с «падением» на северо-восток под углом $15-20^\circ$, они в этом же направлении рассланцованы, но углы падения сланцеватости в них обычно крутые (до $60-70^\circ$).

По характеру и степени метаморфизма, а также по их положению в разрезе (ниже «зеленокаменных» местами существенно гранитных конгломератов) этот комплекс основных пород, покрывающий филлитовидные кварц-хлоритовые и карбонатные сланцы, при первом приближении может быть сопоставлен с комплексом основных пород тунгудско-надвоицкой серии Восточной Карелии.

Предположительно к этой же серии здесь относят толщи сланцев (В. А. Перевозчикова, 1958 г.), развитые на восточном берегу оз. Кожозеро и севернее его в бассейне рек Кожги и Виленги.

По мнению В. А. Перевозчиковой, в районе оз. Кожозеро толщи сланцев располагаются выше спилитовых диабазов и аркозовых песчаников и одинаково с ними дислоцированы (с общим пологим падением на северо-восток). Полный разрез этой толщи неизвестен. В нижней части ее на северо-восточном берегу оз. Кожозеро залегают плотные тонкозернистые серовато-зеленоватые слоистые кварц-карбонатные и темно-серые, с бурым оттенком, хлорит-биотитовые сланцы. В верхах толщи (участок рек Виленги и Кожги) появляются тонкослоистые с раковистым изломом ороговикоманные глинистые сланцы и туффиты с прослоями туфопесчаников. Черные и серовато-зеленые прослои в них различно обогащены биотитом, актинолитом, кварцем, плагиоклазом и пелитовым материалом. В этих сланцах устанавливаются также прослои кварцитов (Альбов, 1939 г.). Породы тунгудско-надвоицкой серии прорываются порфиroidными амфиболлизированными габбро, обнаруживающими местами пойкилобластовую структуру и рассланцованными согласно с вмещающими вулканогенными толщами нижнего протерозоя.

Жилы гранитов и пегматитов прорывают зеленые сланцы и аркозовые песчаники тунгудско-надвоицкой серии (западнее оз. Кожозеро и севернее р. Ундоши).

Верхний возрастной предел формирования этой серии и прорывающих ее интрузивных образований в пределах Ветреного пояса отмечается полимиктовыми конгломератами среднего протерозоя, так же как в Южной и Центральной Карелии.

В юго-западной части территории, к юго-востоку от оз. Водлозеро, значительным распространением пользуются так называемые «онежские граниты», которые Н. В. Альбовым (1940 г.) относились к гранитам II группы архея. Большинство геологов (Г. В. Макарова, Е. В. Нефедов, 1957 г.; А. В. Пекуров, В. В. Сиваев и др., 1957 г.) эти породы сопоставляются с нижнепротерозойскими гранитоидами (III группы). По данным этих исследователей, среди гранитоидов наибольшим распространением пользуются плагиомикроклиновые граниты, реже встречаются микроклин-плагиоклазовые и плагиоклазовые граниты и гранодиориты. Внешне они обычно представляют собой массивные, средне- и крупнозернистые, часто порфировидные породы розового, розовато-красного, реже серого цвета. Порфировидные выделения в них представлены кристаллами розового микроклина, достигающими 3—5 см по длинной оси. Кварц часто образует изометричные зерна светлого цвета. Микроструктура гранитов обычно гранитовая или бластогранитовая. Характерными второстепенными минералами гранитоидов являются апатит и циркон, реже встречаются ортит, монацит и рудный минерал. Эти граниты содержат ксенолиты гнейсо-гранитов I группы, чем и определяется их более молодой возраст.

Средний протерозой. Среднепротерозойские (карельские, по А. В. Пекурову, А. И. Кайряк и др., 1956 г.) образования территории Ветреного пояса и примыкающих к нему районов представлены онежской серией и существенно вулканогенной по составу серией Ветреного пояса, а также интрузивными основными и ультраосновными породами этого времени. Онежская серия в пределах Ветреного пояса представлена конгломератами, кварц-серицитовыми сланцами и кварцитами, сохранившимися локально южнее и юго-западнее оз. Колгачинского.

Конгломераты, преимущественно сложенные гальками гранитов, известны в 2,5 км к югу от оз. Масляного, где они слагают северную часть возвышенности Кондисельга (Н. В. Альбов, 1937—1938 гг.; А. В. Пекуров и др., 1956 г.), и в нижнем течении р. Шидмозерки, недалеко от слияния ее с р. Подломкой. Конгломераты Кондисельги по мощности, по-видимому, достигают 150—200 м. Содержание галек и валунов в них неравномерное и варьирует в пределах 10—50% от основной массы породы. Размер галек и валунов от 1 до 40 см в поперечнике. По составу валуны и гальки представлены мелко- и среднезернистым плагиоклазовым гранитом. Цемент конгломератов, имеющий вид плейчатого зеленого сланца, смешанный, он состоит из обломков кварца, плагиоклаза, хлорита, серицита, карбоната, эпидота и цоизита. Простираение конгломератов СЗ 330—345°, падение северо-восточное под углом 15—20°.

Конгломераты р. Шидмозерки обнаруживают почти полное сходство с конгломератами Кондисельги. В этих конгломератах, как указывает Н. В. Альбов (1938 г.), резко преобладают гальки лейкократовых плагиоклазовых гнейсо-гранитов, реже встречаются гальки плагиомикроклиновых гранитов и кварц карбонатного состава. Цемент в них имеет также вид плейчатого зеленого сланца и состоит из серицита, хлорита, альбита, кварца и эпидота. Конгломераты Шидмозерки связаны взаимопереходами с кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, которые, видимо, подстилают их.

Конгломераты, развитые к югу от оз. Пелозеро, между реками Лексой и Кумбуксой, изучены слабо. В составе их установлены гальки мелко- и среднезернистого плагиогранита, аналогичного по составу и структуре гранитам смежных районов, обломки актинолитового сланца и рассланцованного метадиабазы. По данным Н. В. Альбова (1937 г.), в этих конгломератах встречается также галька амфиболизированной

габбро-диабазы. Цемент конгломератов зеленокаменный, он представлен смешанным материалом, возникшим за счет разрушения гранитов и вулканогенных пород. Содержание галек гранита в конгломератах обычно незначительно и редко достигает 25%. Размер галек до 12, изредка до 15 см. Простираание конгломератов северо-западное (260—270°) или северо-восточное, падают они соответственно на север или северо-запад под углом 20—22°. Н. В. Альбов предполагал, что часть цемента в конгломератах могла быть и эруптивного происхождения. В. В. Гавриловым (1956 г.) некоторые разновидности зеленокаменных конгломератов принимались за миндалекаменные метадиабазы, содержащие гальки гранита. По составу они похожи на зеленокаменные конгломераты базальных толщ сегозерской и онежской серий среднего протерозоя Карелии.

Кварциты и кварц-серицитовые сланцы в рассматриваемом районе имеют весьма ограниченное распространение и прослеживаются в виде узких полос северо-западного или северо-восточного простираания. Кварциты развиты восточнее с. Кривой Пояс, в районе бассейна р. Токши, в районе р. Лексы и горы Б. Кирич. Простираание и падение в них меняющееся, северо-западное (330°), с падением на северо-восток или северо-восточное с падением на северо-запад под углом 37—40°. По составу в толщах кварцитов выделяются: собственно кварциты, серицит-кварцевые сланцы, кварцит-аркозы и иногда филлиты. Кварциты, сланцы и аркозы встречаются близ выходов конгломератов или изолированно от них. Они резко отличаются от осадочных пород нижнего протерозоя (сланцев, аркозов и др.), но сходны с среднепротерозойскими кварцитами онежской серии Южной Карелии (по окраске, составу и структуре), с которыми условно и сопоставляются. Соотношение этих толщ кварцитов и сланцев с диабазами нижнего протерозоя здесь окончательно не выяснено.

По данным Н. В. Альбова (Альбов и Розанова, 1940), в районе р. Токши спилиты «оказывают воздействие на кварциты», но, принадлежат ли спилиты района р. Токши к нижнему протерозою или синхронны с более молодым вулканогенным комплексом Ветреного пояса (пикритовых порфиритов), неизвестно.

Серия Ветреного пояса представлена вулканогенными основными и ультраосновными породами, развитыми в пределах возвышенности Ветреного пояса (от горы Голец до р. Онеги) на протяжении 200 км, при ширине от 10 до 30 км. В юго-восточном направлении они скрываются под отложениями палеозоя.

Исследованиями послевоенных лет (1953—1958 гг.) установлено, что эффузивы Ветреного пояса представляют собой комплекс основных и близких к ультраосновным сильно стекловатых пород, связанных между собой рядом постепенных переходов от плагиоклазовых, плагио-пироксеновых порфиритов, через порфиroidные метадиабазы к пироксеновым, пироксен-оливиновым и оливиновым порфиритам. Наибольшим распространением среди них пользуются пироксен-оливиновые порфириты. Последним резко подчинены пироксеновые и плагио-пироксеновые порфириты, а также редко встречающиеся афанитовые и порфиroidные метадиабазы. Пироксеновые и пироксен-оливиновые порфириты обнаруживают порфиroidную или бластопорфиroidную структуру с апоинтерсертальной или стекловатой (гиалиновой) структурой основной массы. Порфиroidной выделяющиеся в них идиоморфные (размером до 1—1,5 мм) кристаллы оливина и пироксена, количество которых в породах достигает 80%, в большинстве случаев псевдоморфически замещены актинолитом, хлоритом и хлорит-серпентином. Бурая стекловатая масса порфиритов, содержащая обычно множество игольчатых

микролитов амфиболизированного пироксена, нередко в значительной степени изменена и раскристаллизована. В последнем случае оно нередко обнаруживает метельчато-лучистую или радиально-лучистую структуры. Среди рассматриваемых эффузивов встречаются стекловатые разности (лавы, вариолиты), лишенные каких-либо вкрапленников, характеризующиеся часто перлитовой, иногда шаровой отдельностью и миндалекаменной текстурой.

По условиям залегания эффузивы Ветреного пояса являются, по-видимому, подводными излившимися образованиями. В условиях поверхностных излияний легко осуществлялось многообразие физико-химических условий застывания магмы, что, по-видимому, и обусловило то непостоянство состава и структур, которое весьма характерно для рассматриваемых эффузивов.

Эффузивы Ветреного пояса в большинстве случаев представляют собой массивные, реже грубо рассланцованные породы. Тонко рассланцованные порфириты редко встречаются и, как правило, приурочены к северному склону кряжа, где они прослеживаются в виде довольно узких (до 500 м) полос.

Простираание сланцеватости в последних во всех случаях СЗ 290—320°, падение на юг и юго-запад под углом 50—80°.

Эффузивы Ветреного пояса отличаются следующими особенностями химического состава: содержание кремнекислоты в порфиритах колеблется в пределах 46,6—48,35%, а в метадиобазах достигает 50,40%. Весьма характерным для порфиритов является содержание магнезии (от 12,25 до 20,28%), необычно высокое для эффузивных пород основного ряда. Одной из особенностей порфиритов является весьма небольшое содержание в них щелочей (до 1,5%), главным образом Na_2O и высокое содержание закисного железа (8,7—10,5%).

Рассматриваемые эффузивы Ветреного пояса являются несомненно палеотипными образованиями, которые в значительной степени изменены, автометаморфизованы и в своем первоначальном составе, по крайней мере большинство разностей комплекса, не содержали плагиоклаза. В связи с изложенным более рационально комплекс эффузивов серии Ветреного пояса относить к группе пикритовых метапорфиритов (а не базальтов, как считал Н. В. Альбов). Этот термин отражает, во-первых, палеотипность рассматриваемых эффузивов, во-вторых, подчеркивает их характерную порфировую структуру и, в-третьих, указывает на то, что по химическому составу они занимают промежуточное положение между основными и ультраосновными породами.

Стратиграфическое положение среднепротерозойских («карельских») образований рассматриваемой территории еще не полностью выяснено, но имеющиеся данные уже позволяют сопоставлять некоторые из образований района Ветреного пояса с породами среднего протерозоя прилегающих к нему районов Карелии. Зеленокаменные и существенно гранитные конгломераты, кварциты, кварц-серицитовые и кварц-карбонатные сланцы можно сопоставить с близкими им осадочными образованиями сегозерской и онежской серий среднего протерозоя. Возраст туффов и ороговикованных глинистых сланцев пока остается не выясненным, может быть, они близки во времени к пикритовым порфиритам Ветреного пояса среднего протерозоя. При первом приближении пикритовые же порфириты можно считать аналогами суйсарских образований среднего протерозоя, несмотря на ряд их литологических и структурных отличий.

Интрузии основных и ультраосновных пород пространственно развиты к югу от главной гряды Ветреного пояса и прослеживаются вдоль южного его склона, в виде небольших линзообразных и жиллообразных

тел от горы Голец на западе до истоков р. Волошовой (оз. Волоцкое) на юго-востоке и южнее. Большая часть интрузий имеет северо-западное простирание (при движении с северо-запада на юго-восток) до оз. Кожозеро, а южнее их простирание изменяется до меридионального.

Среди малых интрузий района выделяются интрузии основных пород (метагаббро-диабазов) и интрузии дифференцированные, сложенные основными и ультраосновными породами. По времени образования эти интрузии условно относятся к верхнему («карельскому») интрузивному циклу, хотя среди них, по всей вероятности, есть интрузии габбро-диабазов и диабазов, связанные с более ранним (тунгудско-надвоицким) комплексом основных пород. Рассматриваемые интрузии являются наиболее молодыми магматическими образованиями района и залегают как среди эффузивных метадиабазов и зеленых сланцев, так и среди ороговикованных (глинистых) сланцев и имеют как согласные, так и секущие с ними контакты.

В юго-восточной части территории, в бассейне р. Винелы, известно жилообразное тело перидотитов, залегающее среди архейских гранитов.

К настоящему времени на рассматриваемой территории закартировано более 50 интрузий ультраосновных и основных пород и число их может быть значительно увеличено последующими более детальными аэромагнитными и геологосъемочными работами.

Интрузии ультраосновных и основных пород имеют в большинстве случаев форму линзообразных, жилообразных и неправильных тел мощностью 200—500 м, в отдельных случаях до 700—800 м. Длина отдельных интрузий варьирует обычно в пределах 500—2700 м.

К северу от оз. Кожозеро и в бассейне р. Винелы известны тела перидотитов протяженностью около 10 км (Альбов и Розанова, 1940; А. В. Пекуров, 1956 г. и др.).

Простирание отдельных интрузий варьирует от широтного до меридионального. Среди них встречаются как крутопадающие, так и пологие тела.

Ультраосновные и основные породы образуют тела с дифференцированным строением, что довольно отчетливо устанавливается в ряде интрузий окрестностей д. Калгачихи. В их строении принимают участие серпентинизированные оливиниты, перидотиты, серпентиниты, пироксениты и метагаббро-диабазы. Дифференциация большинства выявленных интрузий выражена в том, что лежащий бок интрузий сложен перидотитами, переходящими в направлении к висячему боку в пироксениты, а последние в габбро-диабазы. Таким представляется строение интрузий Катте-горы, урочища Шелейный Бор, гор Бабьей и Каменной, Кучен-горы, интрузий у оз. Кожозеро и др.

Несколько иным и более сложным представляется строение Роинторской и Муройнорской интрузий. Центральная часть этих интрузий сложена габбро-диабазами, а периферическая — перидотитами. При этом почти во всех случаях переход от перидотитов к габбро-диабазам совершается постепенно, через пироксениты (А. В. Пекуров, А. И. Кайряк и др., 1955—1956 гг.).

Следует, однако, отметить, что наблюдаемая дифференциация интрузий основных и ультраосновных пород района нечеткая, слабо выражена, особенно это относится к породам гипербазитовой серии. Явления расслоенности для рассматриваемых интрузий нехарактерны.

Среди основных и ультраосновных пород, слагающих рассматриваемые интрузии, наибольшим распространением пользуются габбро-

диабазы, перидотиты и серпентиниты. Последним резко подчинены оливиниты, пироксениты и полевошпатовые пироксениты. Ультраосновные породы района в значительной степени серпентинизированы и амфиболизированы. Серпентинизация характерна для перидотитов, оливинитов и части пироксенитов и выражена обычно в почти полном замещении оливина (и частью пироксена) серпентином. Серпентинизация ультраосновных пород района проявляется также и в форме развития в них мелких (мощностью до 2 см) прожилков серпентина, но пользуется она весьма ограниченным развитием. Амфиболизация характерна главным образом для габбро-диабазов, пироксенитов, частично для перидотитов и выражается обычно в псевдоморфическом замещении пироксена (иногда и оливина) амфиболом актинолитового ряда. Как правило, пироксен в гипербазитах района отличается относительно большей сохранностью, чем оливин, и по оптическим свойствам относится к диаллагу. По характеру моноклинного пироксена, таким образом, гипербазиты района можно отнести к группе верлитов.

Микроскопически они характеризуются пойкилитовой, порфиroidной и мелкозернистой структурами, характерными для пород гипабиссального типа.

Точный возраст интрузий основных и ультраосновных пород района неизвестен, поскольку не определена их верхняя стратиграфическая граница. Есть ряд оснований предполагать, что эффузивные (пикритовые порфириды) и интрузивные (перидотиты) образования района возникли как результат дифференциации одной и той же магмы на глубине и на поверхности.

По данным Н. В. Альбова (1939а), интрузии основных и ультраосновных пород моложе ороговикованных глинистых сланцев и туффитов. Гальки этих пород содержатся в конгломератах р. Сывтуги, возраст которых в настоящее время определяется как верхнепротерозойский (В. А. Перевозчикова, 1958 г.) или как синийский (?), по А. И. Пекурову, А. И. Кайряку и др. (1956 г.).

Никеленосность ультраосновных пород района давно привлекает к себе внимание геологов, но до настоящего времени в них не обнаружены рудопоявления, могущие представлять практический интерес.

Наиболее характерным рудным минералом гипербазитов района является магнетит, проявляющийся в форме двух генераций. Значительно менее характерны для гипербазитов сульфиды, представленные обычно пиритом, реже халькопиритом и пирротинном. Сульфиды рассеяны в виде мелких и мельчайших зерен, реже они образуют (Петренко, 1951 г.) мелкие гнезда и прожилки. Произведенные работы показывают, что сульфидный никель повсеместно содержится в гипербазитах района и не образует концентраций, могущих представлять практический интерес.

Верхний протерозой. К верхнепротерозойскому возрасту предположительно относятся конгломераты, сохранившиеся в виде останца на возвышенности Ветренный пояс у р. Сывтуги и установленные бурением в районе ст. Малашуйка. Верхне- или среднепротерозойский возраст имеют вскрытые Коношской опорной скважиной кварцито-песчаники, сходные с таковыми шуйской (бесовецкой) свиты Южной Карелии. Некоторыми исследователями к верхнему протерозою относятся песчаники ненюкской свиты, но по принятой в томе стратиграфической схеме позднего докембрия они описываются в следующем разделе в составе сердобской серии.

Условно отнесенные к верхнему протерозою конгломераты Ветреного пояса обнажаются на правом берегу р. Сывтуги близ с. Падуна (рис. 10, 11). Они, по-видимому, залегают на развитых здесь расслан-

лованных вулканогенных породах (кварц-актинолитовых сланцах) нижнего протерозоя. Гальки и валуны (размером до 30 см) в них представлены измененными пикритовыми порфиритами, серпентинитами, хлори-

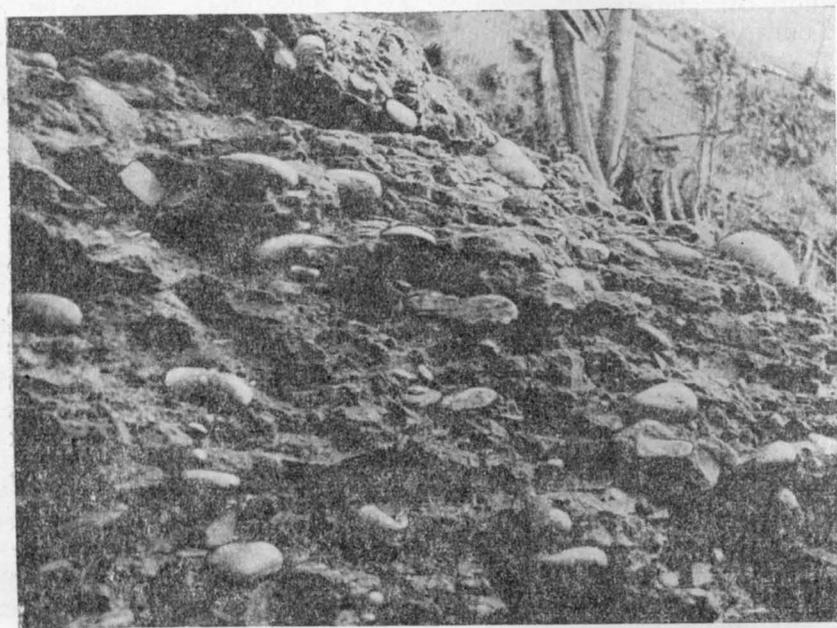


Рис. 10. Обнажение ороговикovaných глинистых (?) сланцев (р. Виленга, к северу от Коткозера).

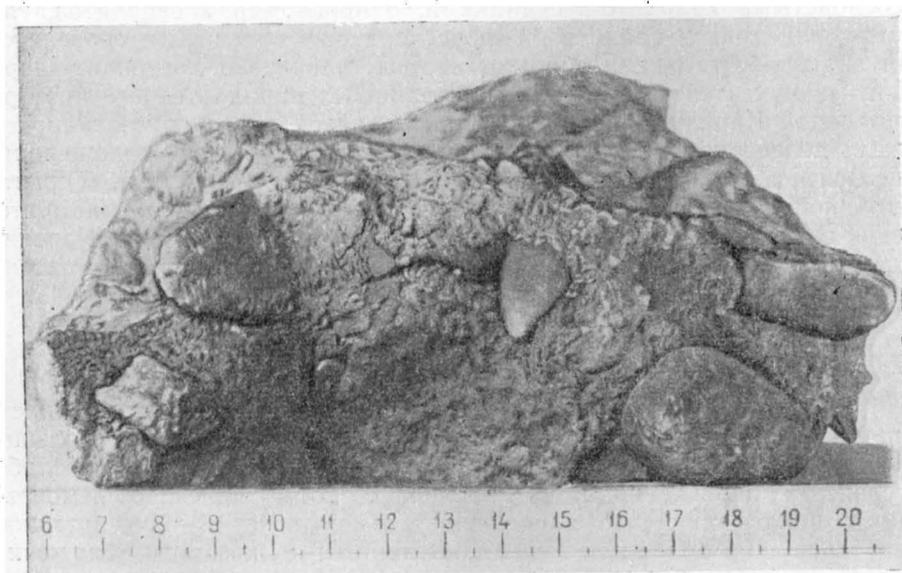


Рис. 11. Конгломераты р. Сывтуги. Фото А. И. Кайряка

ловыми сланцами и биотитовыми гнейсами, т. е. средне- и нижнепротерозойскими и архейскими породами, развитыми поблизости. Зеленоватая, плотная сцементированная карбонатом и водными окислами железа песчано-гравелистая порода цемента состоит из мелких галек и зерен

тех же пород, которые представлены в валунах. Слоистость в них, с падением на ЮВ $75-100^\circ$ под углом $8-10^\circ$, выражена неотчетливо и обусловлена чередованием прослоев с различной крупностью валунно-галечного материала.

Конгломерат не несет каких-либо заметных следов давления и резко отличается от более ранних протерозойских конгломератов (Н. В. Альбов, 1939). От палеозойских отложений он отличается большей уплотненностью и, видимо, степенью метаморфизма цемента, содержащего карбонат. Появление последнего, возможно, связано с процессами изменений пород цемента и галек ультраосновных и основных пород. Н. В. Альбовым эти конгломераты относились к наиболее молодым протерозойским (посткарельским) образованиям Веррениного пояса. А. В. Пекуровым, А. И. Кайряк и др. (1956 г.) эти конгломераты относились условно к синию (?).

Не исключена возможность, что к этому же времени, т. е. к верхнему протерозою, относятся обнаруженные Н. В. Альбовым (1939), на р. Никодимке полимиктовые конгломераты, содержащие обильное количество плохо окатанных галек и незначительное количество мелких валунов кристаллических пород. Преобладают гальки массивных серпентинитов, реже встречаются гальки зеленых сланцев, кварца, еще реже — мелкие валуны красноватого пегматоидного гранита. Залегают конгломераты горизонтально на дислоцированной зеленокаменной толще.

Отложения, по составу и метаморфизму сходные с верхнепротерозойскими (каменноборскими) песчаниками Южной Карелии, известны по разрезу Коношской опорной скважины, где они вскрыты на глубине 987 м под отложениями палеозоя. Толща, вскрытая Коношской скважиной, представлена зеленовато-серыми и светло-розовыми, местами косослоистыми кварцито-песчаниками, с прослоями алевролитов, глинисто-серицитовых сланцев, туфопесчаников, брекчий и гравелитов. Они включают гальки и обломки кварца, хлоритового, серицит-хлоритового и шунгитового сланца (т. е. типичных пород среднего протерозоя Южной Карелии, вероятно, развитых здесь, но глубоко захороненных в депрессиях кристаллического фундамента под отложениями палеозоя и верхнего протерозоя). Мощность этих песчаников, вскрытая скважиной, составляет 97 м. А. Н. Гейслер (1954 г.) нижнюю часть этой толщи сопоставлял с песчаниками Каменного Бора Южной Карелии, называя ее каменноборской свитой, а верхнюю выделял в самостоятельную коношскую свиту.

Заключение

1. Кристаллические образования в пределах Архангельской области и прилегающих к ней восточных районов Карелии в силу большой задернованности территории до настоящего времени остаются слабоизученными. Проведенные за последние годы поисково-съёмочные работы показывают, что в среднем только около 15—20% площади характеризуется более или менее достаточным количеством обнажений. Большая часть территории (80%), скрытая под мощным плащом (достигающим местами 50 м, а иногда и более) четвертичных образований, оказывается недоступной для геологического изучения коренных пород.

2. Приведенная схема возрастной последовательности пород докембрия выдвигается в виде рабочей схемы, требующей еще обоснования и уточнения.

3. Работами послевоенных лет закартировано и вновь выявлено значительное количество мелких среднепротерозойских посткарельских

интрузий основных и ультраосновных пород, перспективность которых на никель еще не выяснена окончательно.

4. Геологосъемочные работы с применением легких горных выработок на данной территории из-за большой мощности наносов малоэффективны. В связи с этим при более детальном изучении интрузий ультраосновных пород и стратиграфии докембрия территории, а в этом, безусловно, имеется необходимость, целесообразнее применить буровые работы в комплексе с более точными аэромагнитными, наземными магнитометрическими и другими геофизическими методами исследований.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Опорное бурение, широко поставленное в послевоенные годы на Русской платформе, привело к совершенно новому представлению об истории ее развития в ранние этапы палеозоя и в начале формирования ее осадочного чехла.

В глубоких прогибах фундамента были вскрыты мощные докембрийские немые терригенные образования, во многих местах перекрывающиеся отложениями нижнего кембрия.

По сложившимся ранее представлениям, самыми поздними образованиями докембрия являлись отложения иотния, к которым относились слабометаморфизованные шокшинские и овручские кварцито-песчаники и связанные с ними осадочно-вулканогенные образования.

Самым ранним этапом развития нормальных осадочных пород считался нижнекембрийский, которому соответствовали стратиграфические подразделения классических разрезов нижнего кембрия Прибалтики и окрестностей г. Ленинграда, известные со времени работы Ф. Б. Шмидта, М. Э. Янишевского, Б. П. Асаткина и др.

Открытие глубоким бурением во внутренних и краевых прогибах платформы более древних, чем нижнекембрийские, нормальноосадочных образований (более близких по своему характеру к последним, чем к протерозойским) вызвало большой интерес и оживленную дискуссию среди геологов о стратиграфическом положении этих образований и по целому ряду принципиальных вопросов, касающихся стратиграфического подразделения палеозойской группы и границы ее с протерозоем.

Еще на основании самых первых данных глубокого бурения и изучения разрезов нижнего палеозоя Прибалтики Б. С. Соколов в 1950—1951 гг. предложил расчленить доижорскую серию терригенных осадков (относившихся к нижнему кембрию) на два комплекса: нижний — вендский (валдайский), состоящий из гдовских и ламинаритовых слоев, и верхний — балтийский, в составе надляминаритовых песчаников, синих глин и зофитоновых песчаников. Аргументируя отсутствием палеонтологических остатков в нижнем комплексе и залеганием на нем балтийского нижнекембрийского комплекса с крупным региональным несогласием, Б. С. Соколов предложил отнести валдайский комплекс к отложениям позднего докембрия. В нижнем кембрии, таким образом, он оставил только балтийский комплекс, отложения которого он считал выражением первой трансгрессии нижнекембрийского моря, характеризующегося комплексом самой ранней из известных морских фаун. В дальнейшем этот исследователь на основании большого материала собственных наблюдений и сравнения разрезов докембрия платформенных и складчатых областей (Русской и Сибирской платформ, Урала

и Китая) предложил выделить комплекс осадочных образований, заключенный между протерозоем и нижним кембрием (балтийским комплексом), в синийскую систему, обосновывая ее как самостоятельное стратиграфическое подразделение палеозойской группы целым рядом соображений исторического хода развития земной коры (Соколов, 1952, 1953, 1956, 1957, 1958, 1960).

В стратиграфической схеме позднего докембрия (синия) Русской платформы Б. С. Соколов выделяет две серии.

1. Сердобская серия включает каверинскую и пачелмскую свиты, наиболее типично выраженные в Пачелмском прогибе. В Белоруссии этой серии соответствует полесский комплекс, по Е. П. Брунс, на севере Русской платформы — красноцветные песчаники Неноксы и Карельского перешейка (ненокская свита, по А. И. Зоричевой).

2. Вендская (валдайская) серия состоит из волинской свиты или волинского эффузивно-осадочного комплекса Белоруссии (А. С. Махнач, Е. П. Брунс) и гдовской свиты (редкинской, нижневалдайской), в большинстве случаев являющейся базальной свитой вендской серии и котлинской свиты (ляминаритовой или верхневалдайской).

Верхняя граница валдайской серии определяется по подошве, выделяющейся в составе балтийской серии базальной пачки песчаников (надляминаритовых слоев) и слоев «синих глин», содержащих древнейшую фауну нижнего кембрия (*Gdovia assatkini* J a n., *Holmia* sp., *Hyolites* sp., *Volborthella* sp., седентарии и др.).

Признавая тесную связь между отложениями валдайской и балтийской серий и отсутствие местами следов перерыва между ними, Б. С. Соколов тем не менее решительно возражает против присоединения валдайской серии к нижнему кембрию. В свете новых данных он возражает и против выделения Н. С. Шатским отложений позднего докембрия в рифейскую группу протерозоя, поскольку в нее попадают как отложения протерозоя, так и заведомо палеозойские.

Несколько другой схемы стратиграфического расчленения позднего докембрия и кембрия придерживается группа геологов ВСЕГЕИ (Е. П. Брунс, А. Н. Гейслер, М. М. Толстихина и др.), проводящих границу между палеозоем и протерозоем в основании волинского комплекса и по кровле сердобской серии и относящих последнюю и соответствующий ей полесский комплекс к верхнему протерозою. Волинская, валдайская и балтийская серии ими рассматриваются как единый крупный, сложно построенный цикл осадконакопления нижнекембрийского времени. Основными аргументами для отнесения волинской и валдайской серий к нижнему кембрию являются данные абсолютного возраста базальтов верхней части волинской серии — 525 млн. лет (примерная дата начала кембрийского периода), а также отсутствие в огромном большинстве разрезов выраженного перерыва между отложениями валдайской и балтийской серий, при наличии почти повсюду ясного размыва между отложениями сердобской и вендской серий.

Вопросы о нижней границе кембрия и стратиграфических подразделениях верхней части протерозоя и нижней части палеозоя рассматривались в 1956 г. на совещаниях Межведомственного стратиграфического комитета СССР. В результате комитет признал необходимость выделения непосредственно ниже фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия самостоятельного синийского комплекса. Однако из-за того, что комплекс этот не был причленен ни к протерозою, ни к палеозою, ни одна из рассмотренных точек зрения не получила полного признания. Так как все вопросы, связанные с установлением границы между протерозоем и палеозоем и положением позднего докембрия в стратиграфической шкале еще не получили своего окончательного

разрешения, в настоящей главе описание древних осадочных толщ дается по сериям — сердобской, валдайской и балтийской, соответствие которых объему отложений позднего докембрия и нижнего кембрия в настоящее время признается большинством исследователей.

Широкое распространение отложений кембрийской системы и развитие древних толщ позднего докембрия в основании осадочного чехла Русской платформы стало известно в результате глубокого опорного бурения, проведенного в разных ее районах.

До этого большинство исследователей ограничивало кембрийскую трансгрессию районом Прибалтики, считая, что в центральных частях платформы на кристаллическом фундаменте непосредственно залегает девон.

Первая скважина на Севере Русской платформы, доведенная до кристаллического основания, была пробурена в 1948 г. в с. Ненокса. Будучи расположена сравнительно недалеко к северу от выходов на поверхность архейских гранито-гнейсов (в нижнем течении р. Онеги), она достигла их на глубине 615,5 м. При этом нижняя, большая часть разреза скважины оказалась представленной неизвестными до того в разрезах палеозоя платформы розовато-оранжевыми кварцевыми песчаниками, которые со следами размыва покрываются толщей зеленовато-серых аргиллитоподобных глин, с песчано-конгломератовой пачкой в основании. Глины такого типа были и ранее известны по естественным выходам на Онежском полуострове и по целому ряду разрезов разведочных скважин Ненокского месторождения рассолов и рассматривались как девонские (Кальберг, 1940а).

При детальном изучении керна Ненокской скважины, производившемся в 1948—1949 гг. А. И. Зоричевой и М. Ф. Викуловой, первоначально был принят девонский возраст аргиллитоподобных глин, хотя М. Ф. Викуловой и высказывалась мысль о близком их сходстве с кембрийскими глинами Ленинградской области. Однако отсутствовавшие на тот момент достоверные данные о распространении кембрия восточнее Прибалтийского района и главное открытие среди глин этой толщи в Ненокской скважине прослоев с вулканическим пеплом, по тому времени не совместимых с представлением о тектоническом развитии Русской платформы в кембрии, не позволяли более решительно пересмотреть утвердившийся девонский возраст указанной толщи (М. Ф. Викулова и А. И. Зоричева, 1949 г.).

Вслед за Ненокской скважиной были пробурены скважины в г. Архангельске и с. Усть-Пинеге, вскрывшие граниты соответственно на глубинах 537 м и 812 м. Здесь толща аргиллитоподобных глин, аналогичная ненокской, оказалась залегающей непосредственно на кристаллическом фундаменте, а в верхней части разреза появились мощные немые красноцветные глинисто-алевролитовые породы, на которые в районе Усть-Пинеге налегают морские отложения московского яруса среднего карбона.

Таким образом, тремя скважинами, расположенными по профилю Ненокса — Архангельск — Усть-Пинега был вскрыт разрез нормальных осадочных пород суммарной мощностью около 1150 м, лишенный органических остатков. В них можно было предполагать присутствие отложений любого возраста, соответствующих времени от верхнего протерозоя до верхнемосковского подъяруса среднего карбона.

Первыми данными для отнесения алевролитоглинистой толщи Неноксы к кембрию послужили сделанные А. И. Зоричевой в керне Ненокской скважины находки проблематических остатков, по заключению Б. С. Соколова, встреченных им в доордовикских отложениях.

Вскоре представилась возможность сравнительного изучения кернов опорных скважин в городах Вологде, Коноше и Котласе.

Фаунистическое подтверждение кембрийского возраста алевролитово-глинистой толщи было получено в результате определения Б. С. Соколовым остатков червей, найденных в керне скважин Каменный Прилук и г. Вологды. Дальнейшим подтверждением повсеместного распространения на севере мощных отложений нижнего кембрия и более древних осадочных образований (в пределах Двино-Мезенской впадины) явились материалы бурения Яренской опорной скважины, а затем Аныбских разведочных скважин и опорных Опаринской и Кажимской.

Со времени, когда Ненокская скважина впервые вскрыла самые древние образования осадочного чехла Севера Русской платформы, накопился значительный сравнительный материал по отложениям этого возраста на всей Русской платформе, изучавшийся рядом специалистов различных организаций.

Сердобская серия

Самыми древними нормальными и слабометаморфизованными осадочными образованиями на севере являются отложения песчано-глинистых сланцев и кварцито-песчаников петрозаводской серии (каменноборская и шокшинская свиты) Западного Прионежья, песчаники Терского побережья Белого моря и кварцито-песчаники, вскрытые Коношской опорной скважиной на глубине 987 м, сопоставляемые с каменноборской свитой Западного Прионежья.

Все они, как правило, залегают в пологих синклинальных структурах северо-западного простираня, приуроченных к краевым частям восточного склона Балтийского щита, где сохранились от размыва среди более древних образований докембрия (архея и протерозоя) в виде разобренных незначительных площадей. Эти отложения большинство исследователей относит к верхнему протерозою, хотя в некоторых случаях это еще не доказано. Гораздо сложнее вопрос о корреляции песчаников, выявленных глубоким бурением в разных районах севера, несомненно более молодых и менее метаморфизованных, чем шокшинские или терские кварцито-песчаники. Они залегают, как и верхнепротерозойские, непосредственно на кристаллическом фундаменте, но покрываются отложениями валдайской серии.

Наиболее мощная и хорошо изученная толща этих позднекембрийских образований известна по Ненокской скважине, где выделяется как *ненокская свита*. Она залегают здесь непосредственно на биотитовых гранитах (глубина 615,2 м) и имеет мощность 333,5 м. По данным А. И. Зоричевой, в целом свита представлена желтовато- и красновато-оранжевыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями розовато-белых и серовато-фиолетовых более грубозернистых песчаников. К средней части свиты приурочены серовато-фиолетовые гравелиты с мелкой кварцевой галькой. На контакте ненокской свиты с гранитами фундамента наблюдается 5-метровый слой темного коричнево-красного песчаника (с обильным гидрослюдисто-железистым и железистым цементом), с двумя тонкими прослоями зеленовато-серого песчаника, секущегося жилкой кальцита в 2 см. Залегающая на песчаниках часть свиты мощностью около 112 м состоит в основном из однородных красноватых мелкозернистых песчаников с прослоями (0,12—1,3 м) светлоокрашенных и розоватых песчаников, а также более грубых пестрых (фиолетовых с белыми пятнами), неравнозернистых косослоистых прослоев песчаников (0,15—0,30 м).

Более мощный слой аналогичных грубозернистых песчаников мощностью 15 м залегает в основании описанной части свиты. В них содержатся линзовидно-косые прослои светло-серых и голубовато-зеленых каолиновых глин, иногда с вкрапленностью пирита.

Средняя часть ненюкской свиты (интервал 502,9—443,4 м) характеризуется развитием мощной пачки (41 м) серовато-фиолетовых гравелитов, переходящих постепенно кверху в красновато-коричневые мелкозернистые песчаники с неправильными прослоями фиолетово-серого грубозернистого песчаника.

Гравелитам (по составу кварцевым) подчинены прослои красновато-коричневого, розового и белого мелкозернистого и грубозернистого кварцевого песчаника и алевролита, а также небольшие прослои красноватых железисто-каолиновых аргиллитов и глин. В гравелитах встречается хорошо окатанная галька кварца и единично глин величиной от 0,3—0,4 до 1,5 см. Они имеют косую слоистость и пронизаны тонкими вертикальными или идущими под углом в 70° трещинами, заполненными либо кальцитом, либо железистым веществом.

Верхняя часть ненюкской свиты (443,4—286,7 м) мощностью 156,7 м сложена желтовато- и красновато-оранжевыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, имеющими внизу более темный красновато-коричневый оттенок. Как и в нижней части свиты, эти песчаники содержат неправильные с резкими границами прослои розовато-белых более крупнозернистых песчаников. Слоистость в породах этой части свиты наклонная (10—12°) и обусловлена послойным распределением различных по величине зерен кварца. Песчаники секутся кальцитовыми жилками мощностью до 1 мм. Вся ненюкская свита по минералогическому составу своих пород однородна. Главную массу составляют минералы обломочного происхождения, среди которых преобладает кварц. В меньшем количестве содержатся слюда, каолинит и редко (только в самой нижней части свиты) сильноизмененные полевые шпаты (калиевые — каолинизированные и плагиоклазы — серицитизированные или сильно разложенные). Кроме того, встречаются обломки кварцитов и кремнистых сланцев. В оранжевых и красновато-коричневых песчаниках цемент железистый и железисто-каолиновый; в светло-серых и розоватых — кварцевый регенерационный, каолиновый, хлоритовый и гидрослюдисто-каолиновый.

По всем литологическим признакам: кварцевому составу и хорошей окатанности и коррозии зерен в породах, косой слоистости, окраске пород, наличию сингенетических минералов и др., ненюкская свита представляет собой континентальные (речные или дельтовые) отложения.

Песчаники ненюкской свиты с размывом покрываются гдовской свитой валдайской серии.

Подобные описанным отложения, но гораздо меньшей мощности, обнаружены под валдайской серией на западном побережье Онежского полуострова. Здесь скважиной в дер. Лямца вскрыты красновато-бурые крупно- и грубозернистые песчаники с редкими тонкими прослоями аргиллитов и местами большим количеством окатанной кварцевой гальки диаметром до 1 см. Описанные слои залегают на глубине 105,8—80,07 м на гнейсах архея и имеют мощность около 26 м (рис. 12).

Далее на юго-запад, уже в районе выходов на поверхность гнейсов беломорской серии, известен один пункт (у ст. Малошуйка) развития ненюкской свиты, представленной толщей небольшой мощности (до 11 м) красновато-бурых мелкозернистых аркозовых песчаников с железисто-кремнистым цементом, содержащих прослои алевролитов, обогащенных биотитом.

В тех же условиях неглубокого погружения краевой части Балтийского щита, но за пределами описываемой территории, за последнее время в нескольких пунктах бурением обнаружены несомненные аналоги ненюкской свиты, в которых, помимо песчаников, имеются и карбонатные породы, что сближает эти разрезы с сердобской серией. Так, например, скважиной у оз. Пюхля-ярви под отложениями типично выраженной валдайской серии с гдовскими слоями в основании вскрыты розоватые грубозернистые кварцевые песчаники со слоем доломита (2 м) в их кровле.

Как видно из приведенных разрезов, на западе распространение ненюкской свиты и ее вероятных аналогов ограничивается локальными впадинами в поверхности кристаллического фундамента, где они сохранились (различной мощности) под покровом более поздних образований. Особенно хорошо это видно по профилю скважин Ненокса—Архангельск—Усть-Пинега, где в последних двух разрезах ненюкская свита отсутствует и валдайская серия залегает непосредственно на гнейсах докембрия.

Далее на юго-восток от этого профиля аналоги ненюкской свиты встречены в области глубокого погружения кристаллического фундамента (в центральной зоне Двино-Мезенской впадины), где они выделены в 1955 г. А. И. Зоричевой и Ц. Н. Питковской в разрезах Котласской и Яренской опорных скважин.

В Котласском разрезе, несмотря на незначительный выход керна (на интервал в 226 м имеется всего 5,12 м керна), по шламу и единичным образцам можно убедиться, что нижняя пачка песчаников в интервале 2570—2384,4 м очень близка к песчаникам ненюкской свиты как по окраске, так и по петрографическому составу. Здесь наблюдаются (неизвестно в какой последовательности) розовато-серые и розовато-коричневые крупные и среднезернистые песчаники с угловато-окатанными зернами кварца и полевого шпата. Цемент в них глинистый, железистый и кварцевый—регенерационный. Иногда он отсутствует. Песчаникам, по-видимому, подчинены алевролиты светло-коричневые и светло-серые, косослоистые, с тонкими глинистыми прослоями, а также фиолетово-коричневые алевролитистые аргиллиты с микропрослоями алевролита и песчаника.

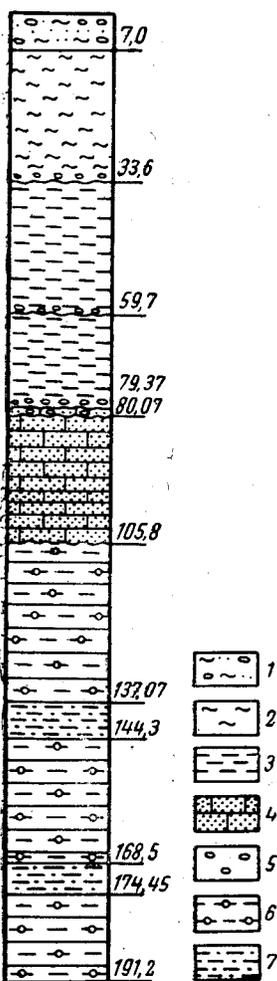


Рис. 12. Разрез скважины д. Лямца

1—четвертичные отложения;
2—глины; 3—аргиллиты;
4—песчаники; 5—конгломераты; 6—гнейсы; 7—гранато-амфиболовые сланцы

В шламе встречаются неокатанные обломки слюдяных (филлитовидных) темно-зеленых и темно-коричневых сланцев, галечки полевого шпата и кварца.

Слишком скудные данные по нижней части разреза этой скважины, к сожалению, не позволяют дать подробное описание древней толщи, а также определить верхнюю ее границу с валдайским комплексом, начало которого здесь, по-видимому, условно можно считать с глубины 2384 м, откуда поднят светлоокрашенный кварцевый песчаник с круп-

ными зернами полевого шпата, совершенно такого же типа, какой слугает нижнюю часть гдовских слоев Ненокского разреза.

З. П. Иванова, обрабатывавшая разрез кембрия Котласской скважины, всю нижнюю часть его (в интервале 2570—1726 м) мощностью в 844 м относит к гдовским слоям валдайской серии, что, как будет видно из дальнейшего описания, не совсем правильно, так как в этом случае в гдовскую свиту попадает часть ляминаритовых слоев с типичными для Севера прослоями монтмориллонитовых глин.

Котласская скважина не достигла кристаллического фундамента, так что отложения древней песчаниковой свиты здесь несомненно должны иметь гораздо большую мощность, чем 186 м, тем более, что этот район является глубоко погруженной частью Двинской впадины.

Гораздо более ясный разрез аналогов ненокской свиты был получен к северо-востоку от Котласа бурением Яренской опорной скважины. Эта скважина (также не доведенная до кристаллического фундамента) вскрыла на глубине 2060—1960 м толщу особенно характерных для отложений этого возраста желтовато-розовых песчаников и фиолетово-серых гравелитов с подчиненными прослоями фиолетово-красных алевролитов.

Верхняя ее граница с валдайской серией проводится на глубине 1950 м условно, так как и выше, в основании последней наблюдаются песчаники с грубозернистыми прослоями аркозового состава. Однако в образцах керна с указанной глубины отмечаются слабые следы размыва и появляется аргиллитовая галька.

Описываемая древняя толща в большей своей части состоит из розоватых и фиолетовых грубо-, средне- и мелкозернистых песчаников, содержащих прослой, особенно многочисленные внизу фиолетово-серых аркозовых гравелитов с полуокатанной галькой кварца и полевого шпата размером 1—1,5 см. Цементом в песчаниках служат кварц, каолинит и окислы железа. Мощность 71,7 м. Верхняя часть толщи (28,3 м) сложена среднезернистыми толстослоистыми песчаниками с прослоями более грубозернистого песчаника и гравелита. Окраска пород розоватая и фиолетовая (тонкополосчатая).

Среди кластических зерен в породах толщи преобладает кварц (до 92%), в подчиненном количестве встречается полевой шпат. Всюду присутствуют галечки кислых эффузивов и редко пегматита и кварцито-песчаника.

Толщи позднего докембрия, более древние, чем гдовские слои, распространяются, по-видимому, и далее на восток и юго-восток от Яренского района. Так, в районе с. Кажим опорная скважина в основании до девонского разреза прошла мощную толщу (около 558 м) кварцевых красноцветных и светлоокрашенных песчаников, содержащих тонкие прослой красновато-бурых и зеленоватых аргиллитов. Эта толща геологами ВНИГНИ отнесена к нижебавлинской свите.

К югу от Котласского района на Опаринском выступе кристаллического фундамента отложения древних песчаников, которые можно было бы рассматривать как аналоги ненокской свиты, выклиниваются.

Как видно из приведенных весьма ограниченных материалов, данных для определения возраста ненокской свиты, ее стратиграфического положения, а также соотношения с иотнийскими образованиями еще очень мало. По существу известно только то, что она залегает под валдайской серией, которая ложится (в большинстве случаев) на нее со следами размыва. Сравнивая ненокскую свиту с наиболее близко расположенными к ее типичному разрезу толщами позднего докембрия.

ее естественнее всего сопоставлять с красноцветными песчаниками Терского берега Белого моря.

Терская свита, имеющая неширокое распространение вдоль побережья Белого моря, залегает в депрессиях древнего архейского фундамента. В основании ее имеется базальный конгломерат с гальками и валунами (до 0,40 м) гранита, мигматита, гнейса, пегматита и молочно-белого кварца. Конгломераты полого падают на северо-восток под углом 3—7°.

Выше он сменяется сначала грубозернистыми, а затем средне- и мелкозернистыми красно-бурыми песчаниками с хорошо выраженной тонкой горизонтальной или косой слоистостью. Местами песчаники содержат прослой глинистых красновато-коричневых сланцев и иногда внутриформационные конгломераты с галькой гранита, кварца и песчаника. На плоскостях напластования пород повсюду отмечаются волноприбойные знаки и многоугольники усыхания.

В минералогическом составе песчаников основная роль принадлежит кварцу и полевоому шпату (в основном плагиоклазу). Изредка встречаются апатит, магнетит, эпидот, сфен, листочки биотита и мусковита и карбонат.

Породу цементируют бурые окислы железа, реже серицитовая масса, иногда тонкое глинистое вещество и кварц. Песчаники секутся кварцево-баритовыми жилками с флюоритом, что связывается с проявлениями вулканизма, время которого еще не установлено. Мощность терской свиты определяется в 100—120 м.

Основным различием, пока трудно объяснимым, между ненюкской и терской свитами является отсутствие в породах ненюкской свиты (за исключением самой нижней части) полевых шпатов и гальки изверженных пород. Если эти свиты формировались одновременно (выходы их расположены сравнительно недалеко друг от друга), то они должны были иметь один и тот же источник сноса, а следовательно, примерно и одинаковый минералогический состав пород. Только кварцевый состав основной части песчаников ненюкской свиты говорит скорее за то, что она формировалась за счет размыва какой-то уже существовавшей (возможно, терской) осадочной толщи без привноса извне новых масс обломочного материала. Помимо этого, для рассматриваемых свит неодинаков характер их контакта с породами кристаллического фундамента, а также текстурные особенности пород и степень их метаморфизма. Совсем другое впечатление производит сравнение ненюкской свиты с отложениями позднего докембрия гораздо более удаленных районов (Белоруссии и Пачелмского прогиба).

Последними данными глубокого бурения в Белоруссии под валдайской серией установлено распространение мощной толщи неметаморфизованных и недислоцированных осадочных и вулканогенных образований, достигающих 850—900 м мощности.

Нижняя часть ее, выделенная и описанная Е. П. Брунс как полесский комплекс, представлена однообразной толщей розовато-оранжевых или светло-буровато-красных кварцевых и полевошпатово-кварцевых преимущественно мелкозернистых песчаников. Последние заключают нередко прослой глинисто-алевролитовых пород или крупнозернистых песчаников. В районе г. Орши в верхней пачке глинисто-алевролитовых пород красно-бурой и пестрой окраски содержится прослой доломитов с плейчатой текстурой, напоминающей водорослевые образования. Цемент в песчаниках полесского комплекса глинистый, железисто-глинистый и кварцевый — регенерационный. В основании комплекса всюду залегает пачка красно-бурых и пестрых плохо отсортированных песчано-глинистых образований с трещинами усыхания и плохо

окатанными обломками кварца, полевого шпата и подстилающих пород кристаллического фундамента.

Вследствие некоторого литологического различия северных разрезов полесского комплекса (скв. Городок, Орша и др.) и южных (скв. Пинск, Старобин и др.) Е. П. Брунс выделяет здесь свиты разного названия: оршанскую и пинскую, синхронные друг другу. Мощность первой она оценивает в 75—380 м, а второй—около 327—335 м. Ненокская свита совершенно аналогична отложениям оршанской свиты по вещественному составу и условиям залегания. Возможно, что при дальнейшем более детальном изучении древних красноцветных свит Севера (ненокской и терской) стратиграфическое соотношение их окажется таким же, как в Белоруссии, а именно: терская свита явится аналогом пинской свиты, ненокская—оршанской, а вулканогенному волинскому комплексу будут отвечать те туфы щелочных базальтов, которые известны близ с. Неноксы по скважине «С», бурившейся в 1936 г. (Альбов и Розанова, 1940).

Ненокская свита также хорошо сопоставляется с нижней частью сердобской серии Пачелмского прогиба. По данным И. Е. Постниковой, эта серия, вскрытая в с. Каверино опорной скважиной, хорошо подразделяется на две свиты: нижнюю—каверинскую и верхнюю—пачелмскую. Каверинская свита, приуроченная лишь к местам наибольшего погружения, слагается песчаниками красно-бурого и розового цвета кварцевыми и аркозовыми с глинисто-каолинитовым цементом и включениями каолинита (так же как и в ненокской свите). Песчаники местами содержат прослой гравелитов и конгломератов, а также пачки красноцветных аргиллитов и алевролитов, иногда с прослойками доломитовых мергелей; мощность от нескольких десятков до 800—1000 м. Пачелмская свита, местами являющаяся базальной свитой сердобской серии, представлена глауконитовыми песчаниками, темноокрашенными аргиллитами, а в верхней части—пестроокрашенными доломитами, мергелями, кремнистыми породами и аргиллитами красно-бурого цвета. Мощность свиты 250—400 м. Аналогов этой свиты на севере пока не встречено.

На территории Севера, таким образом, в древних наиболее глубоких прогибах фундамента, так же как и в центральных и западных районах Русской платформы, фиксируются мощные позднекембрийские красноцветные образования, соответствующие сердобской серии Пачелмского прогиба (схема Б. С. Соколова) и полесскому комплексу (схема Е. П. Брунс). Сердобская серия Б. С. Соколовым относится к палеозою, между тем полесский комплекс Е. П. Брунс (1957) считает верхним протерозоем.

Валдайская (вендская) серия

Валдайская серия на описываемой территории трансгрессивно залегает или непосредственно на кристаллическом фундаменте (Архангельск—Усть-Пинега), или на отложениях сердобской серии (ненокской свите). В Коноше она залегает на породах иотния. Бурением установлено, что валдайская серия имеет широкое распространение на севере и в наиболее глубоко погруженных частях тектонических впадин достигает огромной мощности (до 1000 м).

Естественные выходы пород валдайской серии известны в основании обнажений Зимнего берега Белого моря (Иголкина, 1956) и на Онежском полуострове: в нижнем течении рек Солзы, Неноксы, Лаи, а также по берегам Унской губы и Онежского залива.

Здесь, как и в других районах Русской платформы, в нижней части валдайской серии выделяются грубозернистые песчаные породы (гдов-

ские слои), которые постепенно переходят в вышележащую толщу глин (ляминаритовые слои). Пространственно эти слои частично замещают друг друга, поэтому граница между ними является скользящей и почти повсюду проводится условно. Этой особенностью строения валдайской серии объясняется необходимость при рассмотрении региональных разрезов давать описание гдовских и ляминаритовых слоев совместно.

Лучше всего соотношения валдайской серии с более древними образованиями видны в разрезе Ненокской скважины. Здесь же наиболее типично представлены слагающие валдайскую серию гдовские и ляминаритовые слои. Поэтому разрез Ненокской скважины может являться эталоном для выделения указанных слоев в других разрезах Севера (рис. 13).

В основании валдайской серии здесь четко выделяются гдовские слои, которые трансгрессивно налегают на оранжевые песчаники ненокской свиты. В базальном конгломерате этих слоев (мощность 1,4 м) содержится крупная галька кварца, полевого шпата, доломита и подстилающих их песчаников.

В сложении гдовских слоев преобладающую роль играют белые, светло-серые и зеленоватые с коричнево-бурыми прослоями мелко- и неравнозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники, содержащие прослои более грубозернистых песчаников (косослоистых) и гравелита. Имеются также прослои (той же окраски) алевролитов и небольшие тонкие линзочки (до 1 мм толщиной) голубых и зеленых жирных глин. Цемент в песчаниках каолиновый, кальцитовый и реже железистый и хлоритовый. Мощность гдовских слоев 27,5 м.

Гдовские слои, судя по аркозовому составу слагающих их песчаников, типу слоистости и отсутствию глауконита, являются, по-видимому, континентальными отложениями. В отличие от других районов Севера здесь они довольно четко обособляются от ляминаритовых глин, которые представляют собой однообразную толщу мощностью около 225 м. В нижней половине эта толща (136 м) сложена ленточнослоистыми (полосчатоокрашенными) аргиллитоподобными глинами, с частым чередованием зеленовато-серых и красновато-коричневых (иногда лиловых) слоев, не имеющих четких границ в окраске.

Глинам подчинены частые белые и зеленовато-серые тонкие линзовидные прослои слюдисто-кварцевых, известковистых алевролитов. Более мощные прослои их, состоящие из косослоистых серий, наблюдаются редко. В нижней части толщи содержится несколько прослоев белых и розовато-белых (от 1—2 мм до 2—3 см) монтмориллонитовых глин, которые, как правило, сопровождаются тонкими прослоями алевролитов, содержащих обломки вулканического материала. Изучавшая эти глины М. Ф. Викулова связывает образование их с изменением пеплового материала в условиях морской среды (Зоричева и Викулова, 1949 г.). В дальнейшем аналогичные прослои монтмориллонитовых глин были прослежены и в разрезах других скважин, что послужило определенным корреляционным фактором при выделении на севере валдайской серии (Зоричева, 1956; Зоричева и Питковская, 1956 г.). Верхняя половина толщи ляминаритовых слоев представлена также аргиллитоподобными глинами, но с более частыми и более мощными прослоями тонкозернистых песчаников, алевролитов и алевропелитов. При этом окраска глин благодаря тонко распыленному пириту, иногда концентрирующемуся в виде линзовидных прослоек, становится темно-серой и голубовато-серой, с редкими тонкими коричневыми полосами. Она изменяется лишь в самой верхней части, где появляются светло-коричневые и красновато-коричневые неправильные полосы. Тонкие прослойки и линзы более светлоокрашенных алевролитов (от долей миллиметра

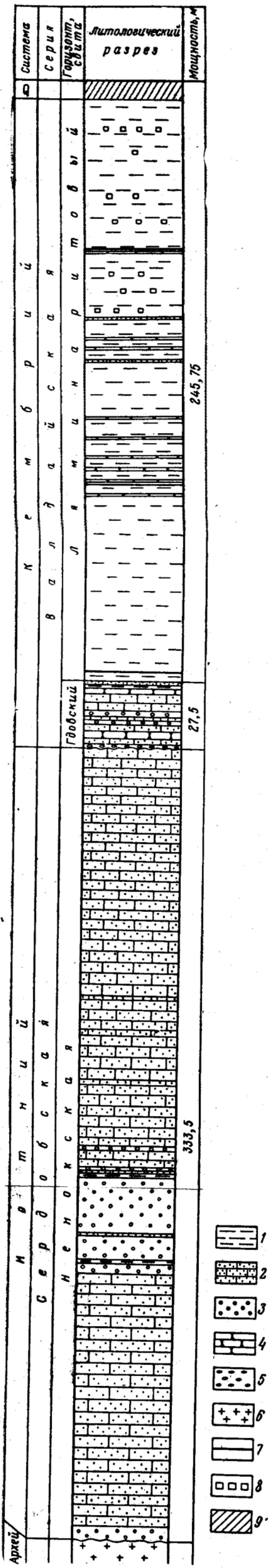


Рис. 13. Разрез Ненокской скважины
 1 — аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — гравелиты; 4 — алевролиты; 5 — конгломераты; 6 — граниты; 7 — прослойки монтмориллоновых глин; 8 — включения пирита; 9 — четвертичные отложения

до 3—4 мм) среди глин образуют тонкую волнистую и горизонтальную слоистость. Переслаивание глин и алевролитов нередко идет через интервалы в 0,5—1,5 см. На глубине 171 и 81,5 м (как и в нижней половине толщи) были встречены прослои монтмориллонитовых глин (от 1 мм до 3 см). В разрезе неоднократно наблюдаются мелкие складочки подводного оползания.

В состав минералов легкой фракции пород валдайской серии входят: кварц 1,6—8,4%; полевые шпаты 2—28% (микроклин, альбит и олигоклаз, часто выветрелые или серицитизированные); слюды 0,4—1,0% (мусковит и биотит), иногда каолинизированные; зеленый глауконит; хлорит; кальцит и сидерит. Среди тяжелых минералов обычны: циркон, эпидот, апатит, турмалин, роговая обманка, рутил, барит, эпидот, цоизит, авгит, тремолит, сфен, дистен.

В глинах верхней части разреза Ненокской скважины А. И. Зоричевой были обнаружены проблематические образования органического происхождения, аналогичные найденным Б. С. Соколовым в керне скважины с. Мирного под заводом силурийскими отложениями. Никаких других палеонтологических остатков, кроме редких пленок типа *Laminarites*, в Ненокском разрезе не найдено.

Отложения валдайской серии, постепенно погружаясь от места выходов их на поверхность по направлению к центральной части Двино-Мезенской впадины, прослеживаются во всех глубоких скважинах, расположенных по линии, пересекающей впадину в широтном направлении. Будучи представлены очень сходными и однообразными по составу пород толщами (с очень постепенным изменением по вертикальному разрезу окраски и типа пород), они легко распознаются в своей нижней части и вызывают значительные трудности в определении их верхней границы — контакта с балтийской серией. Эта сложность значительно усугубляется отсутствием каких-либо выраженных следов размыва в верхах валдайской серии в разрезах скважин и отсутствием находок палеонтологических остатков в балтийской серии. Поэтому почти единственным критерием для определения верхней границы валдайской серии служит появление над пачкой типичных ламинаритовых глин более или менее мощного слоя песчаников, иногда ничем не отличающихся от песчаниковых прослоев верхней части ламинаритовых слоев. Это создает определенную (субъективную) условность в разграничении валдайской и балтийской серий. Такая неясность, являющаяся следствием еще слишком ограниченного количества глубоких скважин для огромной территории Севера Европейской части СССР, вызывает необходимость последовательного рассмотрения в настоящей главе изменения соотношений валдайской и балтийской серий для каждого разреза в отдельности.

Мощность валдайской серии закономерно возрастает с запада (72—255 м) на восток (914 м в центральной части Двино-Мезенской впадины). Глубина залегания пород, слагающих основание валдайской серии, равна в Архангельске 533,85 м, в Усть-Пинеге 826,05 м и в Котласе, где глубина залегания достигает своего максимума, 2384 м. Далее к востоку в селах Яренске и Аныбе глубины снова несколько уменьшаются и определяются соответственно в 1960 м и несколько более 2033 м.

К югу от Архангельска на подземном выступе протерозойской структуры Ветреного пояса (ст. Коноша) мощность валдайской серии значительно сокращается, достигая всего 128 м, но основание серии здесь залегает глубже, чем в Архангельске (на глубине 980 м), что, вероятно, можно объяснить послекембрийским погружением этого более

мобильного (чем сложенного архейскими гнейсами) участка фундамента. Еще далее к югу, в районе Вологды, валдайской серией заканчивается разрез палеозоя (не пройденный до конца) на глубине 2236,6 м с неполной ее мощностью в 216,6 м. Таким образом, несмотря на условность верхней границы валдайской серии и ограниченность данных глубокого бурения, общие закономерности изменения и формирования отложений этой серии, зависящие от местных структурных условий, устанавливаются достаточно четко.

Изменения, которые прослеживаются в отложениях валдайской серии с запада на восток и с севера на юг, в общем сводятся к следующему. Архангельская скважина прошла более мощный, чем в Неноксе, разрез песчано-глинистых отложений (в 534 м), увеличивающийся за счет появления пород балтийской серии. Валдайская же серия, как оказалось, здесь представлена не полностью — без базальных гдовских слоев, выпадающих из разреза вследствие наличия Архангельского выступа в кристаллическом фундаменте. На этом выступе непосредственно залегают ляминаритовые глины мощностью 272,5 м. Они подстилаются конгломератом (1,4 м) с гальками гнейса и гранита, сцементированными хлоритовым сильнометаморфизованным цементом. Эти конгломераты М. М. Ермолаев относит к протерозою.

Ляминаритовые слои в Архангельском разрезе представлены теми же, что и в Неноксе, микрослоистыми, аргиллитоподобными глинами, имеющими ту же в основном темную серо-зеленую окраску с красно-коричневыми участками.

В толще глин содержатся прослои светло-серых, как правило, косослоистых алевролитов с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом и лишь в самой верхней части появляются незначительные прослои мелкозернистых зеленовато-серых песчаников. На разных глубинах в глинах хорошо наблюдаются тонкие белые и розоватые прослои монтмориллонитовых глин (особенно в нижней части и на интервале 328—382 м), а также характерные складочки подводного оползания.

Выше той части Архангельского разреза, которая по целому ряду литологических признаков может быть отнесена к ляминаритовым слоям, появляется толща со значительным содержанием прослоев песчаника. Она начинается мощным слоем в 27 м (в интервале 261,3—234,1 м) зеленовато-серого слюдистого карбонатного песчаника, в котором встречены галка (глин и алевролитов) подстилающих слоев. Первоначально окраска пород, свойственная ляминаритовым слоям, сохраняется и в этой толще. Однако постепенно с изменением состава толщи за счет увеличения прослоев алевролитов она становится более светлой, а затем (в самом верху) пестроцветной, с преобладанием красно-коричневых тонов.

Появление красноцветных пород, особенно характерных для балтийского комплекса некоторых северных районов, вместе со следами размыва в основании верхней немой толщи, а также несколько иной характер слоистости пород и появление глауконита и вторичного гипса (М. М. Ермолаев, 1956 г.) позволяют эту верхнюю толщу, вместе с пачкой песчаников в основании, рассматривать как горизонт, соответствующий надляминаритовым слоям и слоям «синих» глин балтийской серии.

Еще более сложной задачей является разграничение валдайской и балтийской серий в Усть-Пинежском разрезе, где в мощной толще ритмичного и однообразного чередования однотипных глин и алевролитов стираются все признаки возможных стратиграфических перерывов.

В основании валдайской серии в этом районе вновь появляются гравелито-песчаниковые отложения примерно той же мощности (22 м), что и в Неноксе. Они здесь не имеют базального слоя конгломератов и от гранитов, вскрытых на глубине 826,05 м, отделяются слоем плотных коричневых и зеленовато-серых слюдистых глин с линзовидными прослоями песчаника и с включениями гальки кристаллических пород.

Вся вышележащая толща в интервале 804—390 м (мощностью 414 м) является совершенно тождественной как по составу, так по окраске и характеру слоистости выше описанным толщам ляминаритовых глин. Здесь, однако, монтмориллонитовые прослойки единичны и наблюдаются главным образом в самой нижней части этой толщи глин.

В верхней части толщи был встречен (на глубине 437 м) след ползания крупного червя, выполненный пиритом. Примерно с глубины 370 м толща аргиллитовых глин постепенно переходит в переслаивание красновато- и коричневатобурых тонкослоистых глин с менее мощными прослоями зеленовато-серых глинистых алевролитов и более редкими—темно-коричневых алевролитовых песчаников. Эта пачка слоев мощностью около 86 м является переходной к вышележащей красноцветной толще, сложенной в основном алевролитами. Последнюю можно отнести к балтийской серии (с условной нижней границей на глубине 389 м).

Следующие известные разрезы валдайской серии значительно удалены на юго-восток от описанных и характеризуют уже область глубокого погружения платформы. Тип разреза в Котласском районе, однако, очень близок к усть-пинезскому, но, будучи приурочен к другой структурной зоне, он является стратиграфически более полным и имеет большую мощность (874 м).

В основании валдайской серии Котласского района нет такого четко выраженного базального горизонта песчаников, какой наблюдается в Неноксе и Усть-Пинеге. Выделить его не позволяет малый выход керна в этом интервале разреза скважины, и, кроме того, здесь с самого основания валдайской серии идет переслаивание аргиллитов с песчаниками. В основании серии песчаники на интервале в 48 м имеют вид типичных гдовских образований. Они имеют светло-серую окраску, кварцевый состав, включают гальки глин и кварца и содержат прослойки аргиллитов и тонкослоистых, обогащенных биотитом алевролитов. По-видимому, эти отложения можно рассматривать как гдовские слои с условной верхней границей. Выделение З. И. Ивановой в гдовские слои толщи в интервале 2570—1726 м (мощность 844 м) вряд ли может быть правильным хотя бы потому, что в их объем тогда попадает типичная для Севера часть ляминаритовых глин с вулканогенными прослойками, которые при изучении керна Котласской скважины были ошибочно описаны как карбонатные.

То, что в Котласском разрезе можно выделить как ляминаритовые слои, представляет собой однообразную монотонную аргиллитовую толщу, в которой, как и в предыдущих разрезах, чередуются пачки глин (в той или иной степени обогащенные прослоями алевролитов) с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, отличающихся только своей окраской. Как и в западных разрезах, здесь наблюдаются аргиллиты темно-коричневого цвета, переходящие затем в чередующиеся ленточнослоистые темно-коричневые и темно-зеленые; выделяются и пачки однотонных зеленовато-серых с фиолетовым оттенком глин и темных зеленовато-серых глин. В верхней части толщи (как и в Усть-Пинезском разрезе) появляются пестроцветные и красноцветные глины и алевролиты. По всему разрезу то в меньшем, то в большем количестве

наблюдаются прослои полевошпатово-кварцевых алевролитов горизонтально- или косослоистых, чаще всего светло-серой или зеленовато-серой окраски с карбонатным или глинистым цементом. Мельчайшие прослойки и линзы этих же алевролитов создают ту удивительную микрослоистость, которая так характерна для ляминаритовых глин всех районов Русской платформы. Тот же петрографический состав и окраска характерны и для прослоев мелкозернистых песчаников, которые имеют небольшую мощность и тяготеют к верхней части толщи глин.

Как уже упоминалось ранее, в самой нижней части ляминаритовых слоев (при дополнительной обработке керна Котласской скважины в целях корреляции ее с разрезом Яренской скважины) А. И. Зоричевой и П. Н. Питковской были обнаружены тонкие прослои плотного вулканического пепла розовой и зеленоватой окраски (1—4 мм), приуроченные к интервалу 2305—2140 м, причем вулканическое стекло в них в той или иной степени замещено глинистым веществом (монтмориллонитом) или карбонатом. Такого же типа прослойки имеются в валдайской серии Яренского разреза, где они были детально изучены и сопоставлены с аналогичными образованиями других разрезов Севера (Зоричева и Питковская, 1955 г.). Из органических остатков встречаются споры, определенные Добрида, как *Trachytriletes fuscus* Na u m., *Leiotriletes atratus* Na u m., *Leiotriletes simplicissimus* Na u m. и *Leiotriletes minutissimus* Na u m. (интервал 2145,7—2078,7 м), известные в ляминаритовых слоях других районов.

Породы валдайской серии характеризуются минералогическим комплексом, содержащим большое количество (в тяжелых фракциях) сингенетических минералов пирита и барита, местами слюды, граната, циркона или анатаза. В легких фракциях, как обычно, преобладают кварц и полевые шпаты. Весьма интересно наличие мелкой кремневой гальки (от 0,01 до 0,2 см) и обломков кремней в прослоях песчаника (в интервале 1836—1927 м). Подобные включения были встречены в породах ляминаритовых слоев Ягринской скважины, расположенной близ г. Архангельска (Кальберг, 1938 г.).

В самой верхней части рассматриваемых ляминаритовых слоев (граница которых с балтийской серией условно определяется на глубине 1470 м) появляются кирпично-красные алевролиты, переслаивающиеся с коричневыми аргиллитами и светлыми голубовато-зелеными алевролитами. Местами они содержат послойные включения мелких галек и окатанных обломков тех же аргиллитов. Красноцветная окраска пород наряду со следами мелких размывов указывает на определенное изменение режима морского бассейна в конце валдайского времени в сторону его обмеления. По ходу исторического развития осадконакопления, который отражается в этой части разреза, здесь должна проходить граница между валдайской и балтийской сериями. Таким образом, те красноцветы, которые наблюдаются выше указанной условной границы, характеризуются некоторыми отличительными признаками по сравнению с породами подстилающей их толщи. Они могут быть сопоставлены с надляминаритовыми слоями и слоями «синих глин» нижнего кембрия.

В разрезе Котласской скважины З. П. Ивановой выделяются также и ижорские слои среднего кембрия (в интервале 1343—1197 м), правда, мало чем отличающиеся от образований, отнесенных к балтийской серии. Предположительно к ижорским слоям она относит также пачку светлоокрашенных алевролитов и аргиллитов мощностью 20 м, вскрытую в Опаринском разрезе в интервале 1952—1932 м. Здесь в тонком прослое мергеля были обнаружены остатки трилобитов и пелеципод.

В разрезе Яренской опорной скважины выделяются отложения только валдайской серии (интервал 1960—1286 м), залегающие на песчаниках ненокской свиты и непосредственно покрывающиеся каширским горизонтом среднего карбона. При условной ее нижней границе на глубине 1960 м в состав валдайской серии попадают слои грубозернистого светло-розового, лилового и светло-серого песчаника с тонкими косыми прослойками гравелита и появляющимися здесь гальками глины. Грубозернистые песчаники переходят в мелко- и среднезернистые песчаники, содержащие тонкие прослойки зеленых слюдястых аргиллитов и мелкую гальку кварцита, кислых эффузивов, кремнистых и глинисто-серицитовых пород и единично пегматита и гранито-гнейса. Цементом песчаников являются кварц, каолинит, гидрослюда и окислы железа. Эта базальная пачка мощностью 65,5 м, заканчивающаяся темно-серой глиной и сильнослюдястым коричневым алевролитом, сопоставляется с гдовскими слоями. В отличие от подстилающих более древних песчаников в породах этой пачки появляются свежие зерна микроклина, плагиоклаза и большое количество биотита; изменяется состав аксессуарных минералов, уменьшается количество турмалина и появляется гранат. Состав галек в песчаниках указывает на то, что для рассматриваемого района источником сноса в гдовское время являлся Тиман с его древними протерозойскими метаморфическими толщами.

Песчаная пачка вверх по разрезу постепенно переходит в микрослоистые аргиллитоподобные глины сначала красновато-коричневые и зеленовато-серые, затем темные зеленовато-серые и полосчатые с чередованием зеленовато-серых и коричневых слоев. Подчиненное значение имеют косо- и горизонтальнослоистые (иногда массивные) алевролиты (светло-серой и зеленовато-серой окраски с глинистым или карбонатным цементом). В глинах (в интервале 1894,47—1877,80 м) были обнаружены тонкие прослойки вулканического пепла серой, зеленой и розовой окраски толщиной от 1 мм до 5 см, детально изученные в шлифах. Зеленые и серые прослойки представляют собой плотный туф обломочной структуры с размером обломков до 0,1 мм разнообразной формы (удлиненной, серповидной и др.). Встречаются обломки разложившихся эффузивных пород и зерна плагиоклаза. В розовом прослое туфа наблюдается реликтовая обломочная структура. Основная масса породы состоит из карбоната, который является цементирующим веществом и частично замещает вулканическое стекло: часть обломков стекла замещена глинистым веществом (монтмориллонитом), иногда встречаются редкие миндалины, заполненные хлоритом.

В верхней половине валдайской серии Яренского разреза появляется пестроцветная и коричневая окраска пород. Однако здесь сохраняется общий серый тон всей толщи, что наблюдается и в более западных районах. Несколько большее развитие приобретают алевролиты, нередко имеющие волнистую слоистость со слабо выраженными волноприбойными знаками. Из интервала 1361—1312 м Б. В. Тимофеевым были определены споры нижнекембрийского возраста: *Trachytriletes minutus* Naum., *Bothrotrachytriletes exasperatus* Naum. В глинах по слоистости неоднократно наблюдались темные пленки органического происхождения, типа ляминаритов, а также скопления и мелкие рассеянные зерна пирита.

В кровле аргиллитовая толща несет на себе следы размыва и выветривания с изменением окраски пород по пересекающим их трещинам. Пестрая окраска глин и алевролитов верхней пачки (около 20 м мощности) и следы отпечатков каких-то проблематических остатков в глинах, оказавшихся неорганическими, первоначально привели к мысли о девонском возрасте этой части толщи (Зоричева, 1956).

Однако дальнейшая детальная обработка керна не подтвердила этого предположения.

В несколько иных структурных условиях ближе к Тиману отложения валдайской серии вскрыты Аныбскими структурными скважинами. Здесь наибольшая (неполная) мощность аргиллитоподобных каолинито-гидрослюдистых глин, аналогичных яренским, определяется в 763 м. Л. А. Веселова выделяет здесь валдайскую серию мощностью 275 м и балтийскую серию мощностью 498 м. Вряд ли, однако, в восточных районах Русской платформы отложения балтийского времени (если они действительно имеют здесь развитие) могут достигать такой большой мощности. Тем более, что в разрезе Кажимской опорной скважины, расположенной к югу от Аныба, в кембрий выделяется всего девять метров глин.

К югу от Котласского района на Опаринском выступе кристаллического фундамента мощность аргиллитоподобных глин сильно сокращается (до 280 м). Среди них З. П. Ивановой также выделяются отложения валдайской и балтийской серий (соответственно 150 и 130 м). Однако подходящих аналогов для сопоставления с красноцветной толщей балтийской серии Котласского разреза в Опарино не наблюдается. Такое же сильное сокращение мощности нижнего кембрия, как на Опаринском выступе, отмечается и к югу от г. Архангельска и Усть-Пинеги (в Коношском районе) на выступе протерозойской погребенной структуры Ветреного пояса.

По данным А. Н. Гейслера, здесь в основании валдайской серии (на глубине 987—946 м) наблюдается значительное обогащение толщи аргиллитоподобных глин прослоями грубозернистых песчаников, содержащих в нижних слоях гальки глинистых сланцев, кварцито-песчаников, кварцитов и основных эффузивов протерозоя. В серых и зеленовато-серых глинах содержатся аутигенный каолинит (иногда в виде прослоев), пирит и пленки ляминаритов. Кверху эта часть разреза, относящаяся к гдовским слоям, постепенно переходит в глины.

На глубине 946—859 м А. Н. Гейслер выделяет ляминаритовые слои. В отличие от других районов они представлены здесь в основном коричневыми и красновато-коричневыми глинами с прослоями голубовато-зеленых и светло-коричневых глинистых алевролитов. Местами тонкослоистые глины (как и в Ненокском разрезе) переходят в неслоистые массивные разности. Из органических остатков здесь встречены пленки ляминаритов, ходы червей и отпечатки, возможно, примитивных ракообразных (?). Отмечаются обычные складочки оползания и мелкие зеркала скольжения. Породообразующими глинистыми минералами являются гидрослюда и каолинит. Граница с балтийским комплексом условно проводится по данным электрокаротажа, отражающим появление песчаной пачки пород.

Балтийская серия, представленная также красноцветными породами, мало чем отличается от подстилающих ее отложений ляминаритовых слоев, поэтому имеются высказывания об отсутствии здесь отложений балтийской серии (Н. С. Иголкина, 1958 г.).

К югу от ст. Коноша, в юго-западной части рассматриваемой территории, в разрезе опорной Вологодской скважины мощность валдайской серии, вскрытая не полностью, определяется в 216,6 м. А. Н. Гейслер эти слои подразделяет на ряд пачек, различающихся главным образом по окраске глин и иногда по преобладанию прослоев алевролитов. Нижняя часть описываемой толщи состоит в основном из красноватых и буро-лиловых алевролитов с прослоями красноватых и зеленовато-серых песчаников и глин. Алевролиты тонкослоисты с пологой

волновой рябью. В глинистой массе их цемента содержится много серицита, встречается глауконит и иногда аутигенный каолинит. Нередко наблюдаются ходы червей. Глины, слагающие менее мощные пачки, чем алевролиты, имеют темный зеленовато-серый цвет. В верхней половине толщи породы характеризуются тонкой слоистостью, большой примесью слюды и наличием пленок ляминаритов.

Граница с балтийской серией проводится условно по кровле тонкослоистых красно-бурых и вишнево-красных алевролитов с аутигенным каолинитовым цементом, выше которых (по данным каротажа) отмечается значительное обогащение разреза песчаными отложениями. В глинах, выделяемых в балтийскую серию, были найдены определенные остатки червей нижнекембрийского возраста. К западу от Коноши и Вологды кембрийские отложения распространяются в бассейн р. Онеги, где они сохранились в глубоких впадинах протерозойского фундамента и были обнаружены поисковыми и разведочными скважинами. Наиболее интересные разрезы этих древних отложений вскрыты скважинами в с. Пустыньке (скв. 41) и в нижнем течении р. Иксы (скв. 2) мощностью 173—218 м.

М. М. Ермолаев (1956 г.) считает возможным выделение в этом районе валдайской и балтийской серий в составе нижнего кембрия. Другие же исследователи не находят признаков для такого стратиграфического деления. Во всяком случае распространение здесь валдайской серии несомненно, так как в нижней части аргиллитоподобных глин отмечены тонкие прослой чистых монтмориллонитовых глин. Отложения этого возраста выходят на поверхность по р. Онеге (ее правому берегу) выше д. Ярнемы и по р. Тексе, где они ранее неоднократно описывались как девонские. По данным О. Н. Элькин, здесь наблюдается (сверху вниз) следующий разрез:

- | | |
|---|-----------|
| 1. Алевролит серовато- и розовато-коричневый, горизонтальнослоистый, с глинистым цементом | 0,8—1,3 м |
| 2. Глина алевролитовая желтовато-коричневая с розоватыми и голубыми пятнами, неслоистая | 4—5 „ |
| 3. Глина розовато-коричневая более уплотненная, горизонтальнослоистая, с прослоями в 1—2 см серовато-голубого, голубовато-зеленого и охристого глинистого алевролита | 2,2 „ |
| 4. Аргиллитоподобная голубовато-серая глина такой же текстуры, как и вышележащая; содержит тончайшие, в виде присыпок, прослой алевролита; наблюдаются неправильные пятна вторичной розовато-коричневой окраски | 8 „ |

Балтийская серия

При описании валдайской серии уже говорилось об условности ее стратиграфической границы с балтийской серией ввиду невыраженности региональных размывов в зоне контакта этих отложений, а главное из-за отсутствия в подавляющем большинстве разрезов фаунистических остатков. Палеонтологически обоснованное выделение на Севере балтийской серии возможно только в трех разрезах палеозоя: к югу от г. Архангельска в Обозерском районе, на крайнем юго-западе в Вологодской опорной скважине и в центральной части описываемой территории в скважине Каменный Прилук.

В Вологодской опорной скважине балтийская серия выделяется на глубине 2020—1823 м с мощностью в 197 м. Условно относящиеся к надляминаритовым слоям отложения мощностью 57 м в нижней половине представлены буровато-лиловыми песчаниками и зеленовато-серыми алевролитами, мало чем отличающимися от аналогичных пород ляминаритовых слоев. Верхняя половина представляет чередо-

вание серых и лиловатых алевролитов и песчаников, содержащих значительное количество прослоев зеленоватых глин. Песчаники в основном сложены угловатыми и полуокатанными зернами кварца (с оторочкой вторичного кварца) и немногочисленными зернами полевого шпата и глауконита; встречается вторичный каолинит. Слои синих глин мощностью 140 м в отличие от красноцветных ламинаритовых слоев сложены преимущественно глинами зеленовато-серой и темно-серой, редко лиловатой окраски. Тонкая слоистость, наблюдающаяся в глинах, обусловлена наличием многочисленных более светлоокрашенных прослоев и мелких линз алевролитового глауконитового песчаника.

В прослоях глин А. Н. Гейслер отмечает отпечатки пиритизированных водорослей, очень частые ходы червей и нередко хитиновые оболочки червей, принадлежащие *Serpulites petropolitanus* Jap., *Sabellidites cambriensis* Jap. Весьма интересным фактом здесь оказалось наличие коры выветривания в кровле слоев «синих глин», представленной неструктурными пестроцветными и каолиновыми глинами мощностью 7 м.

На балтийской серии залегают серые и светло-серые песчаники с прослоями зеленовато-серых алевролитов и глин мощностью 19 м, которые А. Н. Гейслер (по сопоставлению с разрезами кембрия Ленинградской области) относит к ижорским слоям среднего отдела кембрия.

К северу от г. Вологды в Коношском районе тем же исследователем к балтийскому комплексу отнесены коричневые и кирпично-красные массивные и тонкослоистые глины с прослоями голубовато-зеленого, светло-серого и коричневого алевролита мощностью 100 м. В них наблюдаются волноприбойные знаки и пленки ламинаритов. А. Н. Гейслер подчеркивает условность выделения здесь балтийской серии, мало чем отличающейся по характеру пород от подстилающих ее отложений валдайской серии.

В разрезе скважины Каменный Прилук к нижнему кембрию отнесены породы, залегающие на глубине 882,31—751,71 м и представляющие собой отложения балтийской серии, не полностью пройденные скважиной (мощностью 130,6 м). В основании вскрытой здесь части разреза наблюдается пачка в 10 м переслаивающихся аргиллитов и алевролитов (с преобладанием первых) красной окраски с кирпичным или малиновым оттенком и единичными тонкими прослоями ярко-зеленого песчаника. Выше (по неровной границе) залегают зеленовато-серые и темно-зеленые аргиллитоподобные глины с незначительными прослоями известковых алевролитов серого цвета и мелкозернистого песчаника. Здесь Н. А. Пахтусовой отмечаются два тонких прослоя гравелитового конгломерата с галькой кремня, алевролита и обильным глауконитом, сцементированных тонкозернистым доломитом. В этой существенно глинистой части разреза мощностью 58 м, залегающей на глубине 865,33—857,91 м, найдены хитиновые остатки червей и их пиритизированные ходы, по определению Б. С. Соколова, принадлежащие *Sabellidites cambriensis* Jap.

Выше по разрезу глины снова сменяются красноцветной алевролитовой пачкой (около 12 м) с подчиненными прослоями аргиллитов, которые в свою очередь переходят снова в сероцветную пачку глин с прослоями алевролитов (мощностью 21,6 м). В кровле те же темно-серые аргиллитоподобные глины приобретают бурый, коричневый и фиолетовый оттенки и неравномерную окраску. Тонкие же прослои алевролитов имеют голубовато-зеленый цвет. Верхняя граница балтийской серии здесь устанавливается условно, так как покрывающая ее

сравнительно маломощная пачка верхнего девона также представлена пестроцветными глинами и алевролитами. Девонский возраст последних принимается на основании комплекса спор, определенных Б. В. Тимофеевым.

К северо-западу от с. Каменный Прилук балтийская серия выделяется в Усть-Пинежском и Архангельском разрезах мощностью соответственно около 312 и 186 м. На юго-востоке в Котласском разрезе мощность этой серии определяется в 273 м. В указанных разрезах отложения балтийской серии представлены в основном красноцветными породами алевролитового состава.

Условная нижняя граница балтийской серии в Усть-Пинеге (на глубине 389 м) определяется особенностями строения пестроцветной пачки (86 м), являющейся по составу пород и их окраске переходной от существенно зеленоцветной толщии аргиллитоподобных глин (заведомо валдайской серии) к красноцветной, по преимуществу алевролитовой, характерной для балтийской серии. Ясных следов перерыва здесь не наблюдается, однако появление значительного количества прослоев алевролитов и алевроитовых песчаников, иногда с мелкой, но редкой галькой глин, указывает на определенные изменения условий седиментации.

При анализе вышележащей части разреза, породы которой в основном окрашены в коричнево-бурый цвет, намечается некоторая периодичность в накоплении осадков, отвечающих определенным ритмам различной мощности. Так, на глубине 303 м в основании такого ритма залегает коричнево-бурый алевролитовый огипсованный песчаник, содержащий гальку глин до 2 см в диаметре, переходящий выше в глинистый алевролит. Затем идет переслаивание зеленовато-серого алевролита с коричнево-бурой глиной и, наконец, слоистые глины. Далее кверху идут более мелкие серии слоев, построенные в такой же последовательности.

С глубины 190 м основная окраска пород становится кирпично-красной с резко очерченными зеленовато-серыми линзовидными прослоями и пятнами. Меняется и состав пород; здесь преобладают алевролиты с подчиненными прослоями алевроитистых глин и красновато-коричневых и бурых песчаников. Текстурные особенности пород балтийской серии Усть-Пинежского разреза, в общем, почти ничем не отличаются от пород валдайской серии. Та же тонкая горизонтальная и косая слоистость, тот же тип глин и алевролитов, имеющих лишь иную, красноцветную окраску. Прослои неструктурных массивных глин и алевролитов редки.

Верхнюю границу балтийской серии в Усть-Пинежском разрезе Н. С. Иголкина (1958 г.) и В. А. Селиванова (1959 г.) проводят по единичным находкам нижнекаменноугольных спор на глубине 80—77 м, несмотря на то, что нет никакой разницы в характере пород выше и ниже этой условной границы и не наблюдается никаких признаков размыва.

К западу от района Усть-Пинегии балтийская серия выделяется в разрезе скважины г. Архангельска, где она залегает непосредственно под четвертичными отложениями и имеет мощность около 186 м. Здесь в основании серии залегают светлые, зеленовато-серые мелкозернистые слюдястые песчаники, с редкими мелкими гальками алевролита и глины. Мощность их 27,3 м. Вся остальная часть серии представлена переслаиванием сначала светло-серых алевролитов с зеленовато-серыми глинами, затем пестроцветных и красноцветных алевролитов, мелкозернистых песчаников и алевроитистых глин.

К югу от г. Архангельска в разрезе скважины, пробуренной в 1958 г. на ст. Обозерская, отложения балтийской серии выделяются

на основании находок остатков червей. По данным О. Н. Толстихина, балтийская серия здесь имеет мощность 138—139 м (в интервале 344,10—205,15 м) и складывается в нижней части алевролитами и пестроцветными глинами, а в верхней почти целиком алевролитами с прослоями песчаников и коричневой глины.

О характере отложений балтийской серии более восточных районов можно судить только по одному разрезу Котласской опорной скважины, где А. И. Зоричевой она выделяется в интервале 1470—1197 м (мощностью 273 м). Л. М. Бириня принимает более высокую границу, относя вышележащую пачку песчано-глинистых отложений в интервале 1197—1108 м к верхнему кембрию. При описании керн в 1954 г. А. И. Зоричевой эта часть разреза была отнесена к девону, что впоследствии подтвердилось определениями Г. П. Радченко найденных здесь растительных остатков *Psilophyton sibiricus* Z al., относящихся к нижнефранскому подъярусу.

В основании балтийской серии в Котласском разрезе залегает песчаная пачка около 50 м мощности (выделена главным образом по данным каротажа). Она переходит в пачку кирпично-красных и красновато-коричневых алевритовых глин с прослоями зеленовато-серых алевролитов и песчаников. Выше по разрезу такого рода чередование повторяется, но залегающие в основании следующего цикла розовато-красные и лиловатые песчаники имеют меньшую мощность и содержат плоские гальки красной глины. Глины этого цикла такие же, как в нижнем цикле, кирпично-красные и вишнево-красные с микропрослоями зеленовато-серого и желтоватого алевролита. В них часто встречаются мельчайшие обломки ожелезненных глин.

Как видно из описания Котласского разреза, балтийская серия отличается от валдайской красноцветной окраской пород и значительным развитием алевролитов и песчаников. В последних часто наблюдаются плоская галька и мелкие обломки глин, зерна глауконита, гематита, черные рудные и безрудные гидроокислы железа; характерен также гипсовый цемент. Границу между нижним и средним кембрием Л. М. Бириня проводит на глубине 1343 м, выделяя в средний кембрий фукоидные слои мощностью 145 м. Они почти ничем не отличаются от подстилающих пород горизонта «синих глин», поэтому правильность такого представления может подвергаться сомнению.

К северо-востоку от Котласа в Яренском разрезе, как уже упоминалось, отложения балтийской серии отсутствуют, что выражается в значительном сокращении здесь мощности кембрийской толщи почти на 500 м.

Из описания разрезов кембрийских и более древних образований разных районов Севера Русской платформы видно, что недостаточное количество глубоких скважин не позволяет в настоящее время разрешить целый ряд вопросов как стратиграфии и корреляции, так и условий образования этих толщ.

Особенно ощущается отсутствие данных по самым северным районам и Западному Притиманью, что не дает возможности более определенно судить о стратиграфических соотношениях кембрия платформы с метаморфическими свитами Тимана. Намечающаяся закономерность некоторого уплотнения аргиллитоподобных глин валдайской серии с запада на восток ближе к Тиману, с одной стороны, и слабый метаморфизм сланцев в разрезе Большепорожской скважины (это самая западная скважина, где вскрыта метаморфическая толща), с другой, могут служить некоторым аргументом для предположения о переходе платформенных фаций кембрия в геосинклинальные фации Тимана. Однако для того чтобы обоснованно провести эти сопоставления, необ-

ходимо бурение глубоких скважин по профилю Яренск — Большие Пороги — Чинья — Ворык, где выходят метаморфизованные алевритоглинистые породы и сланцы области структуры Оч-Парма Южного Тимана.

ТИМАН И ПОЛУОСТРОВ КАНИН

Объем протерозойских и нижнепалеозойских образований Тимана и п-ова Канин определяется разрезом так называемой «метаморфической» толщи, несогласно перекрываемой в юго-восточной части Тимана девонскими и каменноугольными отложениями, а на северо-западе его, близ побережья Чешской губы, и на п-ове Канин нижнесилурийскими и, в частности, лландоверскими отложениями. Таким образом, досилурийский возраст рассматриваемой толщи или комплекса определяется достоверно по наблюдаемым стратиграфическим соотношениям. Исходя из анализа и сопоставления разрезов древних образований Тимана и п-ова Канин, с одной стороны, и района Полюдова края Северного Урала, структурно связанного с Тиманом, с другой, можно достаточно уверенно говорить об отсутствии на Тимане и п-ове Канин в составе метаморфического комплекса ордовикских отложений. Это позволяет возраст его рассматривать как доордовикский — нижнепалеозойский или протерозойский. По совокупности приводимых ниже данных в составе комплекса древних метаморфизованных образований Тимана и Канина, вероятно, присутствуют как верхнепротерозойские, так и нижнепалеозойские (кембрийские?) отложения.

Наиболее ранние сведения о метаморфических образованиях, относящиеся к середине прошлого столетия, были получены К. Гревинком, материалы которого спустя много лет были обработаны А. П. Карпинским. На Тимане метаморфические образования впервые были описаны А. Кейзерлингом в 1843 г. как «азойские метаморфические сланцы». Позднее, в 1874 г. их изучал А. А. Штукенберг.

Более детально метаморфическую толщу Тимана изучил Ф. Н. Чернышев в 1889—1890 гг., определивший ее досилурийский (доготландский) возраст.

В 1904 г. В. Рамсей (Ramsay, 1904) дал довольно детальное описание метаморфической толщи п-ова Канин, расчленив ее на семь стратиграфических подразделений. На восточном Лудоватом мысе он впервые в доломитах обнаружил остаток водорослей, определенных Штейманом как *Gymnosolen*.

Наиболее детально метаморфические толщи Тимана и Канина изучались в 1932—1934 гг. и в 1937—1938 гг. К. К. Воллосовичем, в 1938 г. А. А. Малаховым и в 1939—1940 гг. Э. А. Кальберг. С 1941 г. и до последнего времени стратиграфией метаморфических толщ главным образом на Южном Тимане занимался О. А. Солнцев, которым эти образования изучались также по разрезам буровых скважин в Ухтинском районе (Солнцев и Кушнарева, 1957).

С 1940 по 1958 гг. изучением древних метаморфических толщ Тимана занимался П. Е. Оффман (1945, 1946, 1948). На основе своих наблюдений и материалов других исследователей он сделал обобщения по их стратиграфии. Однако его схема стратиграфии древних толщ Тимана противоречит новейшим данным А. Б. Наливкина и В. И. Горского-Кручинина.

Наконец, подробное описание разрезов метаморфических толщ различных районов Тимана и их корреляцию дал В. А. Калужный (1959), причем при описании древних толщ Ухтинского района он использовал все последние данные бурения.

Метаморфические толщи п-ова Канин изучались также Е. М. Люткевичем (1953а), на основании данных которого и составлено описание этих толщ в настоящем очерке. Следует отметить, что во всех вышеупомянутых сводных работах (О. А. Солнцев, В. А. Калюжный, П. Е. Оффман и др.) в составе древних метаморфических толщ Тимана допущено наличие лишь одной свиты кварцитов (аньюгской, или джеджимской) и только одной карбонатной свиты (ропчинской, или быструхинской). Однако уже по материалам Э. А. Кальберг и К. К. Волосовича можно было уловить определенное отличие в литологическом составе карбонатных толщ Среднего Тимана (быстринской свиты) и Южного Тимана (ропчинской, или пукадовоожской свиты), а также и различие в строении этой части разрезов (наличие оселковой подсвиты на Среднем Тимане и отсутствие ее на Южном). Можно было заметить и различие в характеристике литологии кварцитовых толщ при наличии в одних случаях мономиктовых, в других — аркозовых кварцито-песчаников. Соответственно было трудно скоррелировать и сланцевые толщи в разрезах разных районов Тимана.

Указанные неувязки и противоречия получили определенное разъяснение и освещение после детальных исследований на Среднем Тимане, проведенных в последние годы А. Б. Наливкиным, В. И. Горским-Кручинным, В. С. Журавлевым и М. И. Осадчук (1959 г.). Данные этих исследований убедительно доказали наличие в разрезе древних толщ Четласского Камня двух кварцитовых свит различного литологического состава, далеко отстоящих друг от друга в сводном стратиграфическом разрезе. Соответственно получили также освещение и неувязки в корреляции сланцевых свит разных частей Тимана (в частности, так называемой бобровской свиты Среднего Тимана и сопоставляемых с нею сланцевых толщ Южного Тимана). Нашло свое объяснение и различие в строении тех частей разрезов древних отложений Среднего и Южного Тимана, в состав которых входят карбонатные толщи.

Наконец, новое понимание сводного разреза древних толщ Тимана (в частности, наличие среди них двух свит кварцитов) позволило полностью скоррелировать его со сводным разрезом древних отложений западного склона Урала (Башкирского антиклинория и Полюдова кряжа), несомненная возможность чего для верхней части разрезов была убедительно доказана еще ранее (Владимирская, 1955). В результате всех новых данных в сводном разрезе древних толщ Тимана (а по корреляции и в разрезе соответствующих отложений п-ова Канин) можно выделить две серии, разделенные стратиграфическим несогласием, которые в свою очередь расчленяются на ряд сопоставляемых между собой свит, выделяемых для разных районов Тимана под различными наименованиями.

Для нижней серии, наиболее полно обнажающейся в районе Четласского Камня, предложено наименование четласской. Верхняя серия наиболее полно представлена и хорошо изучена в районе Джеджим-Пармы, для нее можно было бы предложить название джеджимской. Однако подобное наименование было ранее предложено только для нижней кварцитовой свиты этой серии («джеджимские песчаники», джеджимская свита), поэтому оно не может быть использовано для стратиграфического подразделения более крупного ранга (серии). Принимая во внимание, что верхняя серия, по описаниям О. А. Солнцева и В. А. Калюжного, полное развитие получает и в районе Оч-Пармы (т. е. в пределах всего Южного Тимана), для нее можно предложить наименование южнотиманской серии. Эти две серии древних отложений Тимана хорошо сопоставляются с двумя сериями древних толщ западного склона Урала — юрматинской и каратауской.

Полюдов край

Джежим - Парма и
04 - Парма

Четлаасский камень

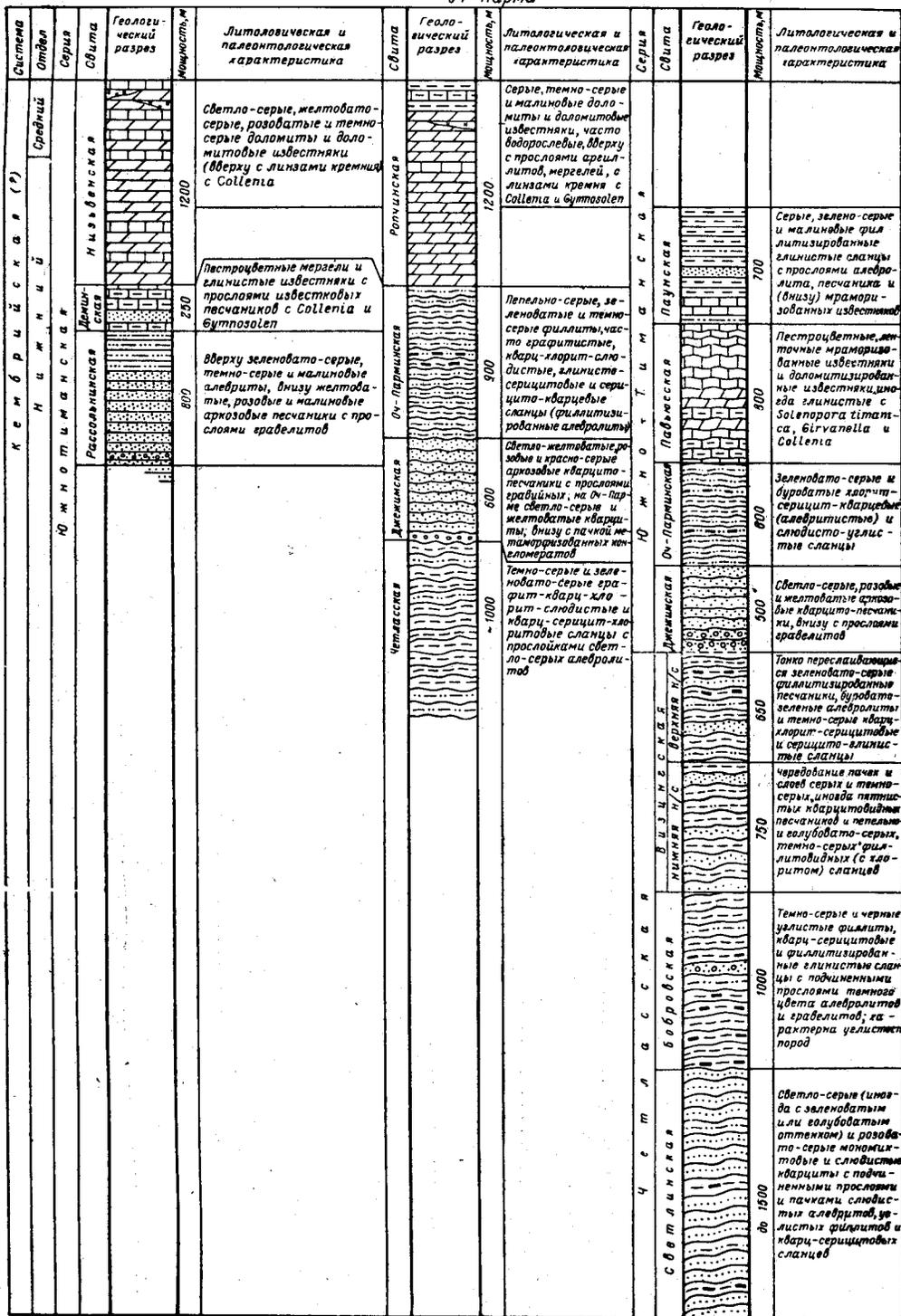


Рис. 14. Стратиграфические разрезы древних толщ Тимана

Что касается наименования свит, выделяемых в составе указанных двух серий Тимана, то в тех случаях, когда их стратиграфическое положение ясно, а корреляция для разных районов Тимана представляется вполне возможной (например, джеджимской свиты), принимается название свит по правилу приоритета. Для вновь выделенных свит на Среднем Тимане в данном очерке преимущественно используются наименования, предложенные А. Б. Наливкиным. Разрезы древних толщ Тимана и западного склона Северного Урала вполне сопоставимы, что указывает на тесную связь этих областей в древние этапы геологической истории. В отношении разрезов Джеджим-Пармы (Южный Тиман) и Полюдова кряжа (западный склон Северного Урала) это настолько очевидно, что для сопоставляемых региональных стратиграфических подразделений вполне возможны общие наименования (Владимирская, 1955; Чочиа, 1955).

Таким образом, территорию Тимана и Канина для протерозойского и нижнепалеозойского (?) времени можно рассматривать как одну структурно-фациальную зону древней Тимано-Уральской геосинклинали, являющейся северо-западным продолжением Западно-Уральской зоны, которая может быть названа Тимано-Канинской зоной.

Эта Тимано-Канинская зона протягивается на 1200 км от Северного Урала (Полюдов кряж) в северо-западном направлении до мыса Канин Нос. Кроме собственно Тимана и п-ова Канин, в составе данной зоны должна рассматриваться и Северо-Уральская северо-западная ветвь, состоящая из Полюдова Кряжа и Колчимской гряды. Имея северо-западное (тиманское) простираие, эта Северо-Уральская ветвь тесно связана с древней складчатой зоной Тимана и может рассматриваться как ее юго-восточная часть. Кроме того, совместное рассмотрение стратиграфических разрезов Тимана и Полюдова кряжа (в пределах единой зоны) позволяет установить и их историко-геологическую (генетическую) связь. Структурно-фациальный анализ древних отложений на фоне указанной связи с достаточной убедительностью показывает, что от широты Полюдова кряжа вся Западно-Уральская структурно-фациальная зона кембрия поворачивает к северо-западу. Большая по площади северо-восточная полоса этой зоны скрыта под рыхлыми отложениями Большеземельской тундры, а северо-восточная ее граница, отделяющая данную зону от Центральной зоны, должна проходить где-то близ линии Мутный Материк — Нарьян-Мар.

Ниже приводится стратиграфическое описание древних отложений Тимана и п-ва Канина. В соответствии с разрезом западного склона Урала (Западно-Уральской зоны) четласская серия, сопоставляемая с юрматинской серией, рассматривается в составе верхнего протерозоя; южнотиманская серия, коррелируемая с каратауской серией, отнесена К. А. Львовым соответственно к нижнему палеозою, но при исключении из нее ордовика (рис. 14).

Верхний протерозой

Четласская серия

Четласская серия, согласно новым данным, на Среднем Тимане расчленяется на три свиты (снизу вверх): светлинскую свиту кварцитов, бобровскую свиту углистых филлитов и визингскую свиту филлитизированных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников¹.

¹ По данным А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1960 г.), абсолютный возраст четласской свиты, по Э. А. Кальберг, на Тимане 1275—1285 млн. лет, т. е. по своему возрасту близко отвечает верхнему протерозою. Четласская свита по Э. А. Кальберг отвечает визингской и бобровской свитам Наливкина. (Прим. ред.).

Нижняя граница четласской серии неизвестна, так как не выяснены подстилающие ее отложения; верхняя граница совпадает с поверхностью стратиграфического несогласия и проводится по подошве джеджимской (косьюской) свиты кварцито-песчаников. В целом четласская серия может быть сопоставлена с юрматинской серией западного склона Урала, при исключении верхнего ее подразделения — авянской свиты.

Светлинская свита. Эта свита достоверно выделяется лишь на Среднем Тимане в пределах возвышенности Четласского Камня. Возможно, что ей также соответствуют мономиктовые кварциты р. Тобыша на Северном Тимане. Светлинская свита выделена А. Б. Наливкиным и как «свита кварцитов среднего протерозоя» В. И. Горским-Кручининым и М. И. Осадчук.

Светлинская свита кварцитов залегает в основании всего разреза так называемой метаморфической толщи Тимана. В пределах Четласского Камня она развита в районе Светлинского гольца, а также в верховьях р. Бобровой, где ее выходы известны в окрестностях пос. Бобровая, отсюда она прослежена узкой полосой далее в юго-восточном направлении. Нижняя граница свиты не установлена, а верхняя проводится в основании толщи углистых филлитов вышележащей бобровской свиты.

Светлинская свита состоит в основном из светло-серых и розовато-серых кварцитов с подчиненными им прослоями и пачками слюдяных сланцев и углистых филлитов. В нижней (известной) части свиты присутствуют прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов с гальками характерного голубого кварца и более редкими обломками полевого шпата и метаморфических сланцев. Видимая мощность свиты более 1500 м.

Кварциты светлинской свиты серицитовые, но обычны также и мономиктовые, изредка встречаются полевошпатово-серицитовые. Сохранившиеся обломочные зерна кварца и полевых шпатов обладают хорошей окатанностью, иногда до идеальной окатанности эоловых песков.

Среди обломочных зерен наиболее распространенными акцессорными минералами являются циркон и турмалин (окатанные и слабоокатанные зерна); более редки хорошо окатанные зерна эпидота, ставролита и граната и мелкие угловатые зернышки гематита (до пылевидного); единичные — хромита, монацита, ильменорутила, апатита и других минералов. Цемент кварцитов кварцевый и серицитовый, иногда с небольшой примесью хлорита и биотита, развит он очень слабо. Преобладают типы цементации: поровый, иногда пленочный, соприкосновения и регенерационный.

Состав обломочного материала гравелитов и конгломератов близок составу кварцитов, но в конгломератах преобладают кварцевые гальки.

Среди метаморфических сланцев светлинской свиты, составляющих подчиненные прослой в толще кварцитов, можно выделить три разновидности.

1. Углистые филлиты — темно-серые с резко выраженной полосчатой (микрослоистой) текстурой, обусловленной чередованием углисто-слюдяно-глинистых и слюдяно-кварцевых алевритовых прослоев. По минералогическому составу пелитовые и алевритовые прослойки, в общем, близки между собой и различие их состоит лишь в разном соотношении в них породообразующих минералов и в размерах их зерен. В пелитоморфных прослоях преобладающими являются серицит и глинистое вещество при резко подчиненном количестве зернышек

кварца; в алевритовых прослоях соотношение указанных компонентов либо обратное, либо значение их в составе этих прослоек равнозначное. Кроме указанных минералов, в составе филлитов присутствуют в заметном количестве углистое вещество, графит, турмалин и в небольшом количестве отмечаются циркон, ставролит и дистен.

2. Кварц-серицитовые сланцы — сланцеватые тонкополосчатые, серого и темно-серого цвета. Состоят из чешуек серицита, тонкозернистого кварца и микропризматических зерен турмалина. Полосчатость сланцев обусловлена различным количественным соотношением указанных минералов (главным образом серицита и кварца) в чередующихся микропрослойках, но обычно во всех случаях при доминирующем значении серицита.

3. Кварц-серицит-хлорит-биотитовые сланцы — темно-серые сланцеватые с бластоалевропелитовой структурой, состоящие из зернышек кварца (до 25—30% состава) и чешуек хлорита, биотита и серицита.

При сопоставлении сводных разрезов древних толщ Тимана и западного склона Урала можно убедиться, что светлинская свита Среднего Тимана занимает сходное стратиграфическое положение с зигальгинской свитой Башкирского антиклинория (табл. 2). Из вышеприведенного описания светлинской свиты видно, что она очень близка к зигальгинской свите как по общему литологическому составу, так и по минералогическим особенностям пород.

Бобровская свита. Наименование бобровской свиты впервые введено О. А. Солнцевым (1955 г.), но стратиграфическое положение ее им понималось иначе, чем это оказалось в действительности после детальных работ, проведенных в 1959 г. А. Б. Наливкиным и В. И. Горским-Кручинным. По данным этих исследователей, бобровская свита согласно залегает на светлинской свите и связана с ней постепенным литологическим переходом. Нижняя граница свиты проводится в основании мощной пачки черных углистых филлитов, а верхняя приурочивается к основанию толщи зеленовато-серых хлоритсодержащих филлитов (чередующихся с пятнистыми кварцитами), отнесенной к вышележащей свите. Выходы бобровской свиты известны по рекам Бобровой, Визинге, Мезени и Пауну, где она слагает внутреннюю часть юго-западного крыла Четласского антиклиналя, в ядре которого выступает светлинская свита.

Бобровская свита состоит из темно-серых и черных графитистых или углистых филлитов, кварцево-серицитовых и филлитизированных глинистых сланцев с подчиненными им прослоями алевролитов и гравелитов. Характерной особенностью свиты является постоянное присутствие в породах графитисто-углистого вещества, обуславливающего их темную окраску. Отмечается также относительная обогащенность пород лейкоксеном и тонко распыленным пиритом.

Наиболее распространенными в составе бобровской свиты являются темно-серые тонкосланцеватые породы типа шиферных сланцев. Некоторые авторы среди углистых филлитов отмечают прослой и пачки известковистых песчаников, алевролитов и изредка гравелитов.

Мощность бобровской свиты (по новым данным) достигает 1000 м.

По стратиграфическому положению и литологическому составу бобровская свита (в принимаемом здесь ее объеме) хорошо сопоставляется с серегинской подсвитой («толщей») зигазино-комаровской свиты Башкирского антиклинория Южного Урала (см. табл. 2), возрастным аналогом которой она, вероятнее всего, и является.

В этом новом понимании, объем и стратиграфическое положение бобровской свиты соответствуют примерно нижней половине четлас-

Схема стратиграфии кембрийских (?) отложений западного склона Урала, Тимана и п-ова Канин

Единая стратиграфическая шкала	Унифицированная региональная стратиграфическая схема для западных районов Урала		Западно-Уральская зона (Башкирский антиклинорий)	Тимано-Канинская зона			
	Система	Горизонт		Характерный комплекс флоры	Полюдов кряж	Оч-Парма	Четласский камень
Кембрий или верхний протерозой	Миньярский	<i>Collenia buriatica</i> Masl., <i>Collenia baicalica</i> Masl., <i>Gymnosolen sibiricus</i> Jakov., <i>Razumovskaya</i> sp., <i>Renalcis</i> sp.	Карагауская серия	Миньярская свита — доломиты, известняки <i>Osagia</i> sp., <i>Collenia buriatica</i> Masl., <i>Collenia baicalica</i> Masl., <i>Renalcis</i> sp., <i>Razumovskaya</i> sp. (?). Вверху прослой аргиллитов, алевролитов и песчаников, иногда покровы порфиринов; 1000 м	Низьвенская свита — доломиты, известняки с линзами кремния с <i>Collenia</i> sp.; 1200 м	Ропчинская, пучадовская свиты — доломиты и подчиненные известняки с редкими прослоями (вверху) мергелей и аргиллитов с <i>Collenia</i> sp., <i>Gymnosolen sibiricus</i> Jakov., 800 — 1700 м	
	Инзерский			Инзерская свита — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 600 м	Деминская свита — пестроцветные мергели, известняки, с прослоями аргиллитов и песчаников с <i>Collenia</i> sp., <i>Gymnosolen</i> ; 250 м		Паунская свита — глинистые сланцы с прослоями глинистых алевролитов; 700 м
	Катавский	<i>Collenia compacta</i> Walcott, <i>Renalcis</i> sp., <i>Razumovskaya</i> sp. (?) <i>Girovanelia</i> sp., <i>Solenopora timanica</i> Vologd.		Катавская свита — пестроцветные мергели, известняки <i>Collenia buriatica</i> Masl., <i>Collenia ferrata</i> Gruetel Br., <i>Collenia compacta</i> Walcott, <i>Gymnosolen sibiricus</i> Jakov., <i>Razumovskaya</i> sp. (?), <i>Renalcis</i> (?); 400 м	Очпарминская свита — фидитизированные алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников; 800 — 1000 м		Павьюгская свита — мраморизованные известняки и доломиты, мергели с <i>Girovanelia</i> sp., <i>Solenopora timanica</i> Vologd.; 500 м
	Зильмердакский			Зильмердакская свита — алевролиты, глинистые сланцы, кварцевые и аркозовые песчаники, конгломераты; 2500 м	Рассольнинская свита — слюдяные алевролиты и глинистые сланцы, кварцевые и аркозовые песчаники; 800 м		Джеджимская свита — аркозовые и кварцевые кварцито-песчаники, внизу гравелиты и конгломераты; 300 — 750 м
	Подстилающие образования			Sn—Pt ₂		Sn—Pt ₂	

ской свиты, выделенной ранее на Среднем Тимане Э. А. Кальберг (1948). На Северном Тимане бобровской свите могут отвечать черные, иногда графитистые кварцево-сланцевые сланцы, обнажающиеся, в частности, на мысе Северном Румяничном. Они, по-видимому, составляют нижнюю часть так называемой барминской свиты. На п-ове Канин бобровской свите соответствует толща черных углистых филлитов, указанная здесь еще Рамсеем (Ramsay, 1904) в составе нижней свиты метаморфических сланцев хребта Канинский Камень, выделяемой в последнее время Е. М. Люткевичем (1953а).

Визингская свита. Эта свита выделена на Среднем Тимане (Четласском Камне) А. Б. Наливкиным. По объему и положению в разрезе она отвечает примерно верхней половине четласской свиты, ранее выделявшейся Э. А. Кальберг. В этой же части стратиграфического разреза и в таком же объеме М. И. Осадчук и В. И. Горский-Кручинин выделяют и описывают две верхние подсвиты (3-ю и 4-ю) как подсвиты четласской свиты. Такое расчленение рассматриваемой толщи на две части следует считать достаточно обоснованным, а выделяемые подразделения могут рассматриваться как две подсвиты (нижняя и верхняя) визингской свиты.

Нижневизингская подсвита состоит из чередующихся пачек и слоев темно-серых и серых кварцито-песчаников, а внизу подсвиты из пятнистых (за счет пятнистых выделений гидроокислов железа) и темно-серых, пепельно- и голубовато-серых, иногда с зеленоватым оттенком филлитовидных хлорито-серицито-глинистых, кварцево-серицитовых и кварцево-хлорит-серицитовых сланцев. В окраске пород преобладают серые, стально-серые и пепельно-серые тона. В верхней части подсвиты присутствуют также темно-серые, иногда тонко-полосчатые углисто-серицито-глинистые сланцы и алевролиты. В составе кварцито-песчаников и алевролитов отмечается значительное содержание зерен сильно серицитизированного плагиоклаза. Мощность нижневизингской подсвиты 650—750 м. По литологическому составу и положению в разрезе она хорошо сопоставляется с амбарской подсвитой («толщей») зигазино-комаровской свиты Башкирского антиклинория Южного Урала.

Верхневизингская подсвита сложена толщей тонко переслаивающихся зеленовато-серых и серых мелкозернистых песчаников, часто аркозовых, буровато-зеленых алевролитов и темно-серых, нередко ленточнослоистых, кварцево-хлорито-серицитовых и серицито-глинистых сланцев. Для всей толщи характерна зеленоватая и буроватая окраски пород. Основание подсвиты хорошо определяется пачкой характерных зеленовато-бурых средне- и крупнозернистых кварцито-песчаников с тонкими прослоями кварцево-серицито-глинистых сланцев. Мощность подсвиты определяется до 650 м.

По литологическому составу и стратиграфическому положению верхневизингская подсвита может быть сопоставлена с туканской подсвитой («толщей») зигазино-комаровской свиты.

Визингская свита на Среднем Тимане и четласская свита на Южном Тимане несогласно перекрываются джеджимской свитой, относящейся уже к вышелегающей южнотиманской серии.

На Южном Тимане (на Оч-Парме и Джеджим-Парме) сходная с визингской свитой сланцевая толща, несогласно подстилающая джеджимскую свиту кварцито-песчаников, известна под названием потчуркской или четласской свит (Солнцев и Кушнарева, 1957; Солнцев, 1959; Калюжный, 1959). В Ухтинском районе буровыми скважинами под джеджимской кварцито-песчаной свитой вскрыта толща темно-серых тонко-полосчатых кварцево-хлорит-серицито-глинистых сланцев с тонкими

прослоями филлитизированных алевролитов, которая литологически очень близка к верхней подсите визингской свиты Четласского Камня.

Визингская свита на Среднем Тимане развита в пределах внешней части юго-западного крыла Четласского антиклинала и обнажается по рекам Визинге, Бобровой, Косью и др.

На Северном Тимане ей, вероятно, отвечает верхняя часть так называемой барминской свиты, сложенная тонкополосчатыми кварцево-серицитовыми сланцами, выступающими на мысе Бармином и по рекам Камбальнице и Васькиной. На п-ове Канин аналогами визингской свиты могут быть тонкополосчатые темно-серые и зеленоватые филлитовые и биотито-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми филлитизированными железистыми и известковистыми песчаниками и алевролитами. Они входят в состав нижней свиты метаморфических сланцев хребта Канинский Камень и обнажаются, в частности, в районах Канина Носа и Микулкина мыса.

Как видно из описания литологического состава четласской серии Тимана, она может хорошо сопоставляться с зигальгинской и загазинокомаровской свитами юрматинской серии Башкирского антиклинория Южного Урала. Аналога самого верхнего члена юрматинской серии — авзянской свиты, представленной алеврито-глинисто-карбонатной толщей, в разрезах наиболее древней четласской серии Тимана не находится. Соответствующая авзянской свите толща на Тимане была или размыта до отложения вышележащей южнотиманской серии, или вовсе не отлагалась вследствие начавшегося здесь ранее перерыва в отложении осадков. Возможно, возрастные и литологические аналоги авзянской свиты Южного Урала найдутся в разрезе нижней свиты метаморфических сланцев п-ова Канин (Канинского Камня), в составе которой имеются известковистые филлиты, алевролиты и мраморизованные известняки, так характерные для авзянской свиты. Не находится в составе четласской серии Тимана и аналогов свит бурзянской серии, наличие которых здесь допускал Б. М. Келлер (1953). Их тем более не может быть в составе этой серии, если иметь в виду, что разрез ее начинается снизу светлинской кварцевой свитой — аналогом зигальгинской свиты, составляющей основание юрматинской серии.

Нижний палеозой (кембрий?)

Южнотиманская серия

Южнотиманская серия расчленяется на несколько свит, количество которых в разных частях Тимана различно. На Среднем Тимане выделяются джеджимская (косьюская), павьюгская и паунская свиты; на Южном Тимане — джеджимская, очпарминская и ропчинская свиты. В целом южнотиманская серия автором сопоставляется с каратауской серией западного склона Урала и отнесена условно к нижнему и частично среднему кембрию.

Согласно унифицированной региональной стратиграфической схеме для западных районов Урала, утвержденной в 1960 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом, возраст каратауской серии Южного Урала и ее аналогов на Тимане рассматривается как кембрий или верхний протерозой.

Нижняя граница южнотиманской серии совпадает с поверхностью стратиграфического несогласия и проходит по подошве джеджимской кварцито-песчаниковой свиты. Верхняя ее граница на Тимане не установлена, так как различные свиты этой серии несогласно перекрываются различными толщами среднего палеозоя — от нижнего силура до

нижнего карбона. На Полюдовом кряже эта граница проходит по подошве нижнепалеозойской чурочинской сланцево-песчаниковой свиты, несогласно перекрывающей здесь низьвенскую карбонатную свиту.

Джеджимская свита. Джеджимская свита и ее возрастные аналоги (нижнерассольнинская подсвита, аньюгская, косьюская и нижняя часть карбонатно-песчаниковой свиты Канинского Камня) выступают в различных разрозненных антиклинальных структурах от Колчимского Камня и Полюдова кряжа на юго-востоке и до Канина мыса на северо-западе на протяжении около 1200 км.

Джеджимская свита на Тимане на подстилающих отложениях верхнего протерозоя (четлаской серии) залегает с разрывом, а на Оч-Парме и Четласком Камне, по свидетельству О. А. Солнцева (1955 г.), с угловым несогласием¹. Этим на Тимане четко определяется нижняя граница джеджимской свиты, тогда как в районах Полюдова кряжа и Колчимского Камня нижняя граница соответствующей ей рассольнинской свиты неизвестна ввиду отсутствия здесь выходов подстилающих отложений протерозоя. Верхняя граница джеджимской свиты проводится вслед за сменой толщи среднеслоистых кварцито-песчаников толщей тонкослоистых алевролитов и филлитовидных сланцев (на Полюдовом кряже она соответствует границе между нижней и средней подсвитами рассольнинской свиты)².

Ниже приводится краткое описание состава джеджимской свиты и ее аналогов в пределах Тимано-Канинской зоны со сравнительной характеристикой ее по отдельным районам этой зоны, в последовательности от Колчимского Камня и Полюдова кряжа на юго-востоке к Канинскому Камню на северо-западе.

В Колчимско-Полюдовском районе соответствующая джеджимской свите нижняя толща рассольнинской свиты слагает внутренние части (ядра) Колчимской и Полюдовской антиклинальных структур, обычно с запада срезанных на значительных протяжениях взбросо-надвигами. При отсутствии здесь выходов более древних отложений нижняя граница и, следовательно, полные разрезы и мощность джеджимской свиты неизвестны. Наибольшая видимая мощность свиты до 650 м отмечается в районе р. Коркасски, притока р. Березовой.

Здесь толща, отвечающая джеджимской свите, представлена розовыми, малиновыми, красно-серыми аркозовыми песчаниками, от толстослоистых до тонкослоистых, с преобладанием первых внизу и вторых вверху толщи. В том же направлении (снизу вверх) по разрезу отмечается и уменьшение величины зерен обломочного материала. Наиболее грубозернистые и неравнозернистые разновидности песчаников с прослоями гравийных конгломератов приурочены к низам обнаженной части толщи. Обломочный материал песчаников состоит в основном из зерен кварца (70—80%) и полевых шпатов (20—30%) — ортоклаза, микроклина и в меньшем количестве кислого плагиоклаза; последние в большинстве своем каолинизированы и серицитизированы, изредка встречаются свежие зерна микроклина. Из примесей наиболее распространены циркон, ильменит, барит и турмалин обычно в виде окатанных зерен. В некоторых разрезах (Камень Рассольный и др.)

¹ Следует иметь в виду, что, по К. К. Воллосовичу, за джеджимскую свиту О. А. Солнцевым были приняты кварцитовые прослои среди более молодых свит. На Оч-Парме, по мнению К. К. Воллосовича, джеджимская свита вообще не вскрыта. (Прим. ред.)

² По данным А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1960), для филлитов джеджимской свиты Тимана аргоновым методом определяется абсолютный возраст 640 млн. лет. Учитывая, что, по Э. К. Герлингу, нижняя граница кембрия определяется в 610—620 млн. лет, допустимо считать, что джеджимская свита по своему возрасту очень близка к нижнему кембрию. (Прим. ред.)

в песчаниках в значительном количестве присутствует глауконит. Из вторичных минералов в небольшом количестве встречаются хлорит, серицит, гидроокислы железа и титансодержащие минералы. Цемент: регенерационный — кварцевый и соприкосновения — кремнистый, кремнисто-железистый и глинистый. Видимая мощность толщи (свиты) от 150 до 750 м.

В ядре Ксенофоновской брахиантиклинали, расположенной между Полюдовым кряжем и Джеджим-Пармой (собственно Тиманом), толща, соответствующая джеджимской (нижнерассольнинской) свите, состоит из пестроокрашенных — малиновых, вишнево-красных и зеленых — песчаников и алевролитов, внизу с прослоями (мощностью 1—3 м) разногальчных и валунных полимиктовых конгломератов. По составу песчаники не отличаются от полюдовских (преимущественно аркозовые), но встречаются также и полимиктовые их разновидности. Конгломераты плохо отсортированы и в составе обломочного материала содержат как валуны до 35 см в диаметре, так и гальки разных размеров до гравийных обломков включительно, при этом преобладающими являются гальки средних размеров. Резко преобладают (до 80%) гальки полосчатой гнейсовидной слюдяно-полевошпатово-кварцевой породы, происходящей, несомненно, из кристаллического фундамента Русской платформы. Остальная часть псефитовых обломков состоит из галек жильной кварцево-полевошпатовой пегматоидной породы, норита, аркозового кварцита, кварца и кремня. Крупногальчный и валунный материал хорошо окатан, иногда встречаются уплотненные обломки. Мелкие гальки угловатые и угловато-окатанные. Цемент в конгломерате развит слабо и представлен зелено-серым полимиктовым песчаником с пятнистыми скоплениями гематита. Алевролиты, составляющие верхнюю часть толщи и в виде подчиненных прослоев присутствующие и в средней ее части, по минералогическому составу почти не отличаются от аркозовых песчаников.

Вскрытая мощность джеджимской свиты в Ксенофоновской брахиантиклинали определяется в 120 м.

В районе Джеджим-Пармы (Южный Тиман) известен полный разрез джеджимской свиты, где она несогласно залегает на четласской серии верхнего протерозоя и согласно перекрывается очпарминской свитой алевролитов и глинистых сланцев. Мощность ее здесь достигает 750—1000 м. По литологическому составу джеджимская свита здесь почти не отличается от состава ее аналогов в Полюдовом кряже. Она сложена розовыми, красно-серыми, желтыми и серыми разнозернистыми кварцитовидными аркозовыми песчаниками в основании, с прослоями гравийных полевошпатово-кварцевых песчаников, содержащих угловатые обломки глинистых сланцев нижележащей свиты (Солнцев и Кушнарева, 1957).

На Оч-Парме, по данным О. А. Солнцева, В. С. Журавлева и М. И. Осадчук, джеджимская свита состоит в основном из светло-серых кварцитовидных кварцевых песчаников и кварцитов при подчиненном значении кварцево-полевошпатовых и аркозовых песчаников. Здесь, как и на Джеджим-Парме, джеджимская свита несогласно залегает на четласской серии. Мощность свиты, по данным В. А. Каляжного (1959), до 700 м.

На Среднем Тимане возрастным аналогом джеджимской свиты Южного Тимана следует считать только верхнюю толщу аркозовых кварцито-песчаников мощностью до 500 м, названную А. Б. Наливкиным косьюской свитой. Эта свита несогласно (по данным А. Б. Наливкина) залегает на визингской свите филлитизированных алевроито-глинистых сланцев и кварцито-песчаников четласской серии верхнего

протерозоя. Верхняя граница свиты неизвестна из-за глубокого эрозийного среза в одних разрезах и вследствие тектонического характера контакта вышележащих отложений с нижележащими в других (в бассейне р. Светлой). Таким образом, на Среднем Тимане известна толща, отвечающая лишь нижней части джеджимской свиты.

Здесь джеджимская свита, как и на Южном Тимане, представлена светло-серыми, желтоватыми и розоватыми мелко- и крупнозернистыми аркозовыми кварцитовидными песчаниками с прослоями гравелитов. Очень близок и комплекс аксессуарных минералов косьюской и джеджимской свит, при относительно значительном содержании в обоих случаях титансодержащих минералов и, в частности, рутила. В основании свиты местами (реки Вижига, Верхняя Пузла и др.) залегает крупногалечный конгломерат, содержащий крупные, хорошо окатанные гальки жильного кварца, а также гравийные обломки кварца, розового калиевого полевого шпата и редкие угловатые обломки темных филлитизированных глинистых сланцев нижележащей свиты, сцементированные полевошпатово-кварцевым песчаником. Видимая мощность свиты (нижней ее части) около 500 м.

Далее к северо-западу достоверных выходов джеджимской свиты на Тимане неизвестно. Возможно, что к ней относится небольшой выход кварцитов в верховье р. Тобыща.

На п-ове Канин выделить возрастной аналог джеджимской свиты с достаточной уверенностью также не представляется возможным. Однако вполне вероятно, что ей отвечает нижняя часть верхней сланцево-карбонатно-песчаниковой толщи хребта Канинский Камень, выделенной здесь Е. М. Люткевичем (1955). Эта толща нередко имеет пестроцветную окраску пород, что характерно также для джеджимской свиты Тимана и каратауской серии Урала, в основании которой залегают аналоги джеджимской свиты — рассольнинская или зильмердакская свиты.

Аркозовые песчаники, залегающие в ядре брахиантиклинали Джеджим-Парма, в бассейне верхнего течения р. Вычегды, Б. В. Милорадович впервые назвал «джеджимскими песчаниками» и отнес их к среднему девону (Милорадович, 1938). Позднее эту же толщу О. А. Солнцев (1955 г.) назвал джеджимской свитой, отнес ее к нижнему кембрию и распространил это название на все выходы древних кварцитов в разных частях Тимана (Оч-Парма, Четласский Камень). Е. В. Владимирская (1955) толщу кварцитовидных аркозовых песчаников Джеджим-Пармы, по аналогии со сходной по литологическому составу толщей Полюдова кряжа, назвала рассольнинской свитой, точно сопоставляемой в свою очередь с зильмердакской свитой Южного Урала. При этом в состав рассольнинской свиты на Джеджим-Парме она включала и вышележащую толщу алевролитов и филлитизированных глинистых сланцев, на Тимане обычно выделяемую в качестве самостоятельной свиты с различными наименованиями (очпарминской, бобровской? и др.).

В данном очерке в составе джеджимской свиты и ее возрастных аналогов рассматривается лишь собственно кварцито-песчаниковая толща, тогда как вышележащая алеврито-сланцевая толща выделяется в отдельную свиту. На Среднем Тимане, в районе Четласского Камня, древняя кварцитовая толща была выделена Э. А. Кальберг (1947, 1948) под наименованием аныюгской свиты, отнесенной к нижнему кембрию и соответствующей, по представлениям ее и О. А. Солнцева (1955 г.), джеджимской свите Южного Тимана.

Однако, по новым данным А. Б. Наливкина (1959 г.), в разрезах Четласской антиклинальной структуры на Среднем Тимане имеются

две кварцитовые толщи, различные по литологическому составу и стратиграфическому положению. Верхняя из этих толщ, состоящая из аркозовых кварцито-песчаников и названная указанным автором косьюской свитой, соответствует джеджимской свите Южного Тимана и рассольнинской свите Полюдова Кряжа, т. е. зильмердакскому горизонту унифицированной стратиграфической схемы Урала.

Очпарминская свита. Эта свита согласно залегает на джеджимской свите и ее аналогах. Она с достоверностью выделяется на Джеджим-Парме и Оч-Парме и затем известна в Колчимско-Полюдовской гряде как верхнерассольнинская подсвита. По приоритету, эту сланцево-алевролитовую толщу Тимана, покрывающую джеджимскую свиту, целесообразно именовать очпарминской свитой. Впервые она выделена К. К. Воллосовичем в районе Оч-Пармы.

Очпарминская свита (верхнерассольнинская подсвита) в районе Колчимско-Полюдовской гряды и на Джеджим-Парме в нижней своей части состоит из светло-серых, зеленовато-серых и темно-серых слюдистых алевролитов, алевроито-глинистых и глинистых сланцев. Породы тонкослоистые (0,5—2 см), при ленточном чередовании алевроитовых, алевроито-глинистых и глинистых пропластков. Указанным породам подчинены редкие и маломощные прослои слюдистых песчаников (Джеджим-Парма). Поверхности слоев обычно идеально ровные, покрытые мельчайшими чешуйками слюды. В районе Джеджим-Пармы отмечаются ясные знаки заполнения трещин высыхания; есть также мелкие знаки волновой ряби.

Слюдистые алевролиты и песчаники, кроме кварца и слюды, в составе обломочного материала обычно содержат то или иное количество полевых шпатов (от 5 до 15%), представленных калиевыми шпатами и плагиоклазами. Среди них наряду с сильно разложенными присутствуют и свежие, неизмененные зерна. Из аксессуарных минералов обычны лейкоксен, ильменит, циркон (в окатанных и полуокатанных зернах), рутил, турмалин и др., иногда встречается аутигенный глауконит и сидерит. Из вторичных обычны хлорит, гидроокислы железа, серицит и др. Цемент алевролитов и песчаников хлорито-серицитовый и в кварцитовидных разновидностях кварцевый — регенерационный; встречается сидеритовый цемент. Верхняя часть свиты сложена пестроцветными, преимущественно малиновыми и розоватыми с зелеными разводами, известково-глинистыми сланцеватыми алевролитами, иногда с прослоями аргиллита. Обломочный материал их состоит в основном из мелких зерен кварца, редких зерен полевых шпатов, слюды (иногда много) и халцедона; почти всегда присутствует глауконит. Цемент хлорито-глинистый или карбонатный, обычно ожелезненный. Мощность свиты на Полюдовом кряже определяется в пределах 150—300 м.

На Джеджим-Парме состав рассматриваемой толщи почти не отличается от вышеописанного для Колчимско-Полюдовской гряды. Однако здесь большую роль приобретают песчаники, присутствующие примерно в равнозначном количестве с алевроито-глинистыми сланцами; но и здесь также резко преобладают алевролиты. Для всей толщи характерна тонкая нитевидная и ленточная слоистость при перемежаемости пропластков алевролитов и алевроито-глинистых сланцев от листоватых, толщиной в несколько долей миллиметра, до плитчатых, в 1—2 см. Отдельные прослои песчаников достигают 5—40 м мощности.

Здесь среди алевролитов чаще встречаются полевошпато-кварцевые песчаники, но обычны мелкозернистые аркозовые. Мощность свиты на Джеджим-Парме возрастает до 1000—1200 м. Это, по-види-

тому, связано с более грубозернистым гранулометрическим составом пород и может быть объяснено тем, что верхняя часть этой толщи, вероятно, представляет собой терригенную фацию карбонатно-мергельных пород вышележащей деминской свиты, на Джеджим-Парме отсутствующих.

На Оч-Парме состав свиты существенно не отличается от ее состава на Полюдовом кряже и Джеджим-Парме. Слагающие ее породы лишь несколько более метаморфизованы, филлитизированы и представлены зеленовато-серыми и темно-серыми серицито-кварцевыми и филлитовыми сланцами с прослоями серицито-глинистых сланцев и мелкозернистых кварцитовидных песчаников. Вверху толщи имеются прослои мраморизованного известняка. Мощность свиты здесь того же порядка, что и на Джеджим-Парме.

На п-ове Қанин очпарминской свите с наибольшей вероятностью отвечает верхняя часть сланцево-карбонатно-песчаниковой толщи Қанинского Камня, представленная чередованием тонкослоистых кварцито-песчаников и филлитов.

Очпарминская свита по стратиграфическому положению соответствует верхней — бедерышинской подсвите зильмердакской свиты Южного Урала, к которой она чрезвычайно близка и по своему литологическому составу.

На Четласском Камне на соответствующем стратиграфическом уровне, т. е. выше джеджимской свиты, О. А. Солнцев (1955 г.) выделил бобровскую свиту, подразделив ее на три подсвиты. Однако, как оказалось, эта свита залегает несогласно ниже джеджимской, перекрывая более древнюю светлинскую свиту кварцитов и должна быть отнесена к четласской серии протерозоя. Отличен от очпарминской свиты и литологический состав этой свиты, в частности, наличием в ней углистых (графитистых) филлитов. Поэтому в районе Четласского Камня аналог очпарминской свиты пока достоверно не выделяется, хотя не исключена возможность ее выходов в верховьях р. Цильмы¹.

Павьюгская свита. В районе Қолчимской гряды и Полюдова кряжа эта свита и отвечающая ей деминская представлены ленточно-слоистыми пестроокрашенными (коричневато-красными, розовыми, темно-малиновыми, лиловыми, голубовато-серыми и др.) мергелями, глинистыми известняками и известняками, обычно доломитизированными, причем внизу преобладают «шоколадные» и темно-малиновые мергели, а вверху — известняки, преимущественно сиреневой и голубоватой окраски. В некоторых разрезах (например, на р. Низфвье) среди указанных пород присутствуют две пачки (от 8 до 12 м) чередующихся аргиллитов, алевролитов и песчаников — кварцевых, аркозовых и глауконитовых. В известняках местами изобилуют водоросли. *Collenia* и *Gymnosolen*. Мощность свиты достигает 1000 м.

В Ксенофонтовской брахиантиклинали описываемая толща вскрыта горными выработками. Состав свиты здесь отличен от района Полюдова кряжа. Она сложена чередующимися тонкими ленточно-слоистыми пестроцветными алевритистыми и песчанистыми мергелями и аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Известняки в ее составе здесь присутствуют. Мощность 350—400 м.

Согласно данным Е. В. Владимирской (1955), на Джеджим-Парме пестроцветной известняково-мергельной толщи, подобной толще

¹ Необходимо отметить, что К. К. Воллосович очпарминскую свиту рассматривает как самую верхнюю свиту в разрезах древних толщ Южного Тимана. В соответствии с этим и ропчинская свита, по К. К. Воллосовичу, подстилает, а не покрывает очпарминскую свиту, как предполагает автор. (Прим. ред.)

Полюдового крыжа и Ксенофонтонской брахиантиклинали, не установлено; павьюгской свите (деминской свите, по Е. В. Владимирской; см. ниже) здесь может отвечать верхняя часть (мощностью до 600 м) толщи слюдистых алевролитов. Не исключена возможность, что павьюгской свите на Полюдовом крыже соответствует нижняя часть известняково-доломитовой низьвенской (ропчинской) свиты, согласно залегающей на толще алевролитов.

На Среднем Тимане, в районе Четласского Камня, деминской и павьюгской свитам Полюдова Крыжа и Ксенофонтонто, по мнению А. Б. Наливкина и К. А. Львова, отвечает толща карбонатных пород, выделенная здесь Э. А. Кальберг под названием быстринской свиты¹; В. С. Журавлев и М. И. Осадчук эту же свиту выделяют как первую подсвиту быстринской свиты.

Естественная нижняя граница павьюгской свиты и ее характер на Четласском Камне не установлены, так как полоса этой свиты с юго-запада (в верховьях рек Светлой, Бобровой и др.) ограничена тектоническим контактом, по которому она соприкасается с наиболее древней в районе светлинской свитой слюдистых кварцитов протерозоя. В других же местах, где развиты непосредственно ниже залегающие джеджимская и, возможно, очпарминская свиты (например, в районе р. Косью), выходов павьюгской свиты пока не установлено.

В бассейне р. Светлой павьюгская свита согласно перекрывается паунской («оселковой») свитой глинистых сланцев.

Павьюгская свита на северо-восточном склоне Четласского Камня (верховья рек Павьюга, Светлой и др.) представлена темно-серыми, зеленоватыми и голубоватыми тонкозернистыми мраморами (мраморизованными известняками и доломитами), часто с хорошо выраженной тонкой ленточной слоистостью, обусловленной различием в окраске и количестве глинистого вещества в чередующихся пропластках. В зеленых разностях мраморов отмечается большая примесь биотита и окристых гидроокислов железа. В основании толщи иногда (р. Светлая) залегают пачка массивных светло-желтоватых мраморизованных водорослевых (онколитовых) известняков, сменяющихся сверху ленточнослоистыми пестроцветными (зеленоватыми и голубоватыми) мраморизованными известняками, содержащими водоросли *Collenia*. Темно-серые строматолитовые известняки, приуроченные к верхам свиты, часто содержат выделения твердого битума. В известняках описанной свиты, выступающих на р. Северной (бассейн р. Фильмы), Э. А. Кальберг (Кальберг и Вологдин, 1947) были обнаружены остатки водорослей, определенные А. Г. Вологдиным как *Solenopora timanica* Vologd., *Girvanella* sp. Представители последнего рода, по В. П. Маслову, известны в самых верхах нижнего кембрия Сибирской платформы, а представители рода *Solenopora*, по данным А. Опики, известны из отложений Прибалтики не древнее нижнего кембрия. На основании этого можно заключить, что павьюгская свита по возрасту относится скорее всего к нижнему кембрию. Мощность павьюгской свиты в бассейне р. Светлой определяют до 1200—1500 м, однако она, по-видимому, завышена вследствие наличия изоклиналиных складок.

На Северном Тимане аналогов павьюгской свиты неизвестно — вся толща метаморфических пород здесь, вероятно, относится к протерозою (четласской серии). На Среднем Тимане, в районе Четласского Камня, этой свите отвечает быструхинская свита мраморизованных, часто слюдистых известняков и доломитов. Согласно этому, мощ-

¹ Производное «быстринская» от р. Быструха — неправильно.

ная толща «скорлуповатых» водорослевых известняков, выделяемая в районе Полюдова кряжа и Джеджим-Пармы как низьвенская свита, а на Оч-Парме — в виде ропчинской (Воллосович) или пукадовоожской (Солнцев) свит, не идентична и в целом не синхронична с карбонатной толщей Четласского Камня, называемой быструхинской свитой (как это допускалось). Последняя в настоящем очерке параллелизуется с деминской свитой Полюдова кряжа, стратиграфически более низкой, чем низьвенская свита, соответствующая ропчинской — пукадовоожской (см. табл. 2). Указанную карбонатную толщу Четласского Камня А. Б. Наливкин (1959 г.) наименовал павьюгской свитой. Этот термин во избежание разногласия в понимании стратиграфического положения карбонатных толщ Среднего и Южного Тимана, объединявшихся в одной быструхинской свите, для Тимана и принят в настоящем очерке.

На п-ове Канин павьюгская свита входит в состав верхней карбонатно-песчаниковой толщи Канинского Камня. Карбонатные и глинисто-карбонатные породы этой толщи нередко имеют розовую, красноватую и малиновую окраску (например, в районе р. Пидчералихи), что так характерно и для павьюгской свиты Полюдова кряжа и Ксенофоновской структуры.

Павьюгская свита Тимано-Канинской зоны является стратиграфическим и литологическим аналогом катавской свиты западного крыла Башкирского антиклинория. Метаморфизованные породы этой свиты очень близки к шокурьинской свите Центральной зоны Приполярного Урала (Львов, 1956, 1957).

Паунская свита. На Четласском Камне, в верховьях р. Светлой и на ее притоках Бобровой и Павьюге на толще карбонатных пород павьюгской свиты согласно (при постепенном переходе) залегает толща пород — так называемая свита оселковых сланцев. Э. А. Кальберг рассматривала ее то как фацию карбонатных пород «быстринской» свиты (Кальберг и Вологдин, 1947), то как верхнюю «оселковую» подсвету (Кальберг, 1948). В. С. Журавлев и М. И. Осадчук ее рассматривают как вторую подсвету быстринской свиты. Толща эта несомненно залегает выше карбонатной павьюгской свиты и была выделена в 1959 г. А. Б. Наливкиным в паунскую свиту (такое название и принято в данном очерке). Отложения этой свиты, кроме указанного района, имеют широкое распространение далеко к северо-западу, в верховье р. Гнилой (правый приток р. Печорской Пижмы), а также в верховьях р. Цильмы и ее притоков.

Паунская свита состоит из темно-серых и стально-серых, часто зеленоватых и желтоватых, тонкоплитчатых («оселковых») глинистых сланцев, в слабой степени филлитизированных. По минералогическому составу среди них можно выделить серицито-глинистые, кварцево-серицитовые и слюдисто-кварцевые сланцы. Внизу толщи среди сланцев имеются прослои и линзы кремевых мраморизированных известняков и доломитов, а вверху — буровато-серых алевролитов; в бассейне р. Цильмы встречаются также маломощные прослои светло-серых и желтоватых мелкозернистых кварцитов и кварцитовидных песчаников, иногда аркозовых. Мощность свиты 700—800 м.

Паунская свита в районе Четласского Камня несогласно перекрывается каменноугольными отложениями. По стратиграфическому положению и в значительной мере по литологическому составу паунская свита Среднего Тимана соответствует инзерской свите западного склона Южного Урала; особенно она близка к фации инзерской свиты, представленной в основном аргиллитами (хребет Каратау и др.).

Ропчинская свита. Эта мощная толща доломитов, широко развитая в районах Колчимской гряды, Полюдова кряжа, на Джеджим-Парме и Оч-Парме, представлена серыми, темно- и светло-серыми, розоватыми или желтоватыми доломитами и доломитовыми известняками, в той или иной мере раскристаллизованными. Породы обычно толстослоистые и неяснослоистые, реже среднеслоистые. Очень широко распространены породы, обладающие скорлуповатой текстурой, обусловленной развитием слоевищ строматолитовых водорослей, местами нацело слагающих мощные пачки. Иногда породы сильно окремнены и содержат линзы темно-серого и коричневатого кремня. Встречаются темно-серые сильно битуминозные («пахучие») доломиты. Мощные пачки водорослевых горизонтов приурочены к нескольким определенным строго стратифицированным горизонтам. Эти органические остатки до сих пор очень слабо изучены. Из строматолитовых водорослей на Полюдовом кряже указывается *Collenia* sp., а на Оч-Парме *Conophyton dzevanowskyi* Vologd. и *Gymnosolen* sp. Мощность свиты очень изменчива — от 800 до 1700 м.

На п-ове Канин ропчинской свите отвечает свита «Лудоватых мысов», развитая в полосе, протягивающейся параллельно хребту Канинский Камень и расположенной в 45—50 км к юго-западу от его подножия. Полоса пересекает узкую часть полуострова от мыса Восточного Лудоватого до мыса Западного Лудоватого.

Эта свита здесь представлена темно-серыми до черных, серыми и желтовато-оранжевыми мраморизованными доломитами и в меньшем количестве известняками, часто скорлуповатыми за счет развития слоевищ водорослей *Collenia* и *Gymnosolen*. Породы массивные (водорослевые), толстослоистые и плитчатые. Видимая мощность свиты достигает 1500 м.

Вышеописанная карбонатная свита на всем протяжении от Полюдова кряжа и до п-ова Канин сохраняет свой характерный литологический состав, необычайно близкий (если не подобный) составу миньярской свиты Южного Урала.

Рассматриваемая карбонатная толща в районах Колчимской гряды, Полюдова кряжа и на Джеджим-Парме отвечает низьвенской свите (Чочиа, 1955; Владимирская, 1955), а на Оч-Парме была выделена К. К. Воллосовичем (1936 г.) под названием ропчинской свиты и затем О. А. Солнцевым (1959) как пукадавожская свита. Для Тимана название «ропчинская свита» имеет приоритет и поэтому должно быть принято.

В районах Колчимской гряды и Полюдова кряжа ропчинская свита залегает согласно на деминской свите и несогласно перекрывается чурочной (ашинской) свитой нижнего ордовика (?). Здесь она занимает стратиграфическое положение, отвечающее инзерской и миньярской свитам Южного Урала, на основании чего допускается, что терригенные породы инзерской свиты здесь замещаются карбонатными. На Джеджим-Парме и Оч-Парме низьвенская и ропчинская свиты согласно залегают на очпарминской свите слюдястых алевролитов, верхняя часть которой здесь должна стратиграфически соответствовать деминской свите.

Представление о возрасте древних, в той или иной мере метаморфизованных, образований Тимана и Канина не является общепринятым. Согласно взглядам Н. С. Шатского, эти образования относятся к рифейской группе верхней части верхнего протерозоя ввиду отсутствия в них остатков животных нижнепалеозойского возраста. Он сопоставляет их с древними (доордовикскими) отложениями Башкири-

ского антиклинория Южного Урала, отнесенными к верхнепротерозойскому возрасту.

На том же основании весь разрез древних свит Четласского Камня Б. М. Келлер (1952) относит также к верхнему протерозою (нижний и средний «отделы» рифейской «системы») и считает возможным сравнивать их с бурзянской и юрматинской сериями Башкирского антиклинория Южного Урала. При этом он считает, что древние толщи Четласского Камня Среднего Тимана не сопоставимы с древними отложениями Джеджим-Пармы ввиду значительно меньшей степени метаморфизма последних, сопоставляемых им с каратауской серией Башкирского Урала, относимой им также к верхнему протерозою (верхний «отдел» рифейской «системы»). Тем не менее всеми исследователями Тимана указывалась возможность сопоставления и увязки разрезов Среднего и Южного Тимана и на основе новейших данных. Приведенная корреляция их (см. табл. 2) может считаться доказанной.

Кроме того, Б. М. Келлер считает, что заключение многих авторов о принадлежности древних отложений Четласского Камня к кембрию, базирующихся на нахождении в них (в карбонатных породах) водорослей *Solenopora timanica* и *Girvanella* нельзя считать обоснованным. Такой вывод им сделан на основании того, что, во-первых, род *Solenopora*, по мнению В. П. Маслова, не встречается ниже ордовика, а род *Girvanella* присутствует в кембрии лишь в исключительных случаях; во-вторых, при изучении тех же материалов (шлифов) В. П. Маслов указанных водорослей не обнаружил; и, в-третьих, стратиграфическое распространение строматолита *Gymnosolen* четко не установлено, и его нахождение не доказывает кембрийского возраста содержащих его пород.

Однако позднее (в 1955 г.) А. Г. Вологдин вновь подтвердил присутствие гирванелл и соленопор в известняках района Четласского Камня; род *Solenopora* в кембрийских отложениях Прибалтики указывается А. Опиком.

В пользу в основном нижнекембрийского возраста верхней — южнотиманской серии древних образований Тимана от джеджимской до ропчинской свиты включительно говорит также возможность корреляции этих отложений с разрезом доордовикских отложений Приполярного и Полярного Урала, в которых теперь установлено присутствие археоциат и эпифитоновой флоры (шокуринская и маньинская свиты), доказывающих кембрийский возраст этих отложений.

УРАЛ И ПАЙ-ХОЙ

Введение

На территории северной части Урала широко распространены метаморфические образования, известные под названием метаморфической свиты (свита «М»). Эти породы, образовавшиеся главным образом из осадочных и частью эффузивных и туфовых пород, образуют сложно построенный комплекс мощностью в несколько километров и слагают в области Центральной зоны Урала огромные площади.

Изучение стратиграфии метаморфической толщи вследствие довольно глубокого метаморфизма пород, отсутствия в большей части разреза органических остатков, а также из-за сложной их дислоцированности представляется делом довольно трудным, но не безнадежным.

При изучении разреза метаморфических пород удалось выделить несколько опорных (маркирующих) горизонтов, а также установить ряд

важных для его расчленения границ, отмечаемых перерывами, несогласиями и базальными горизонтами.

Метаморфизм пород обычно не настолько велик, чтобы нельзя было установить первичную природу пород. Они в той или иной степени сохраняют свою первоначальную текстуру и реликты первичных структур и нередко минералогического состава. Спорадически в них встречаются также органические остатки.

Все это указывает на то, что подавляющая часть метаморфических пород возникла из суперкрустальных образований, а потому и поддается стратиграфическому расчленению.

Кроме указанных пород, первоначальная природа которых может быть достаточно уверенно восстановлена, локальное развитие имеют глубокоизмененные породы, представленные различными гнейсами.

В большинстве случаев гнейсы не представляют собой самостоятельного стратиграфического комплекса. Они широко развиты в зонах большого распространения кислых интрузий, являясь продуктом контактового метаморфизма кровли осадочных или эффузивных пород различных частей разреза древних отложений. Местами в зонах гранитных массивов довольно широко распространены инъекционные гнейсы.

Следует отметить, что на восточном склоне Урала, как правило, породы метаморфизованы значительно сильнее, чем образования того же возраста западного склона.

Наиболее глубокий разрез метаморфической толщи установлен в Приполярном Урале в бассейне рек Ляпина и Щугора и разделяющего их водораздельного хребта. Здесь этот разрез расчленяется на три крупных комплекса, разграниченных стратиграфическими перерывами и несогласиями. Комплексы в свою очередь разделяются на ряд свит, а средний из них и на серии.

Верхний комплекс палеонтологически охарактеризован и относится к нижней части ордовика. Средний комплекс содержит редкие органические остатки кембрийского возраста и соответственно отнесен к кембрию. Наконец, нижний комплекс метаморфической толщи, отделенный несогласием от среднего, метаморфизован значительно сильнее и органических остатков в нем пока не найдено; он отнесен к докембрию. Нижний комплекс составляет сравнительно небольшую часть разреза метаморфической толщи северной части Урала и имеет небольшое распространение. Таким образом, большая часть метаморфической толщи рассматриваемой здесь территории Урала в основном относится к нижнему палеозою.

Протерозойские отложения

Урал

В пределах описываемой части Урала к протерозою отнесен самый нижний комплекс метаморфической толщи. Слагающие его породы отличаются наиболее глубоким метаморфизмом и необычайно сложной дислоцированностью. Комплекс этот от вышележащих отложений нижнего палеозоя отделяется поверхностью стратиграфического несогласия и размыва.

Протерозойские отложения выделяются лишь в Приполярном Урале, на отрезке между 64 и 65° северной широты, где отмечается наибольшая амплитуда Центрального антиклинория. Здесь они слагают ядро так называемого Ляпинского антиклинория, расположенного между верховьями рек Кожима и Хартеса (приток р. Шокурья).

Вследствие сложной дислоцированности и глубокого метаморфизма протерозойских отложений их стратиграфическое расчленение затруднительно. В их составе возможно выделение литологически различных пачек и толщ или не имеющих стратиграфического значения, или такое

значение их из-за сложности тектоники пока не может быть установлено. Поэтому все рассматриваемые здесь протерозойские отложения выделяются как шатмагинский комплекс, нижняя граница которого не установлена, а верхняя отмечается несогласным залеганием на ней кварцитовой свиты кембрия.

Шатмагинский комплекс

Этот комплекс развит от верховьев рек Шокурьи и Торговой на юге до верховьев р. Кожима на севере, где он слагает гору Шатмагу, от которой и получил свое название. Севернее и южнее указанного района комплекс перекрывается вышележащими отложениями.

Шатмагинский комплекс сложен разнообразными по составу сланцами главным образом темно-серой, темно-буровой и темно-зеленоватой окраски. Сланцам подчинены прослойки слюдитых кварцитов, амфиболитов, эпидозитов и в некоторых разрезах окремненных карбонатных пород, а также гнейсов. Породы шатмагинского комплекса претерпели глубокий метаморфизм; в них в настоящее время обнаруживаются явления регрессивного метаморфизма. Для сланцев шатмагинского комплекса характерно большое развитие гранатов, биотита и часто цоизита.

Глубокий метаморфизм комплекса нередко затрудняет определение первоначального характера слагающих его пород. Однако особенности их минералогического состава, наличие реликтов первичных структур, наряду с особенностями текстуры пород, все же могут указывать на первоначальную их природу. Так, наиболее широко распространенные кварцево-слюдитые и кварцево-слюдино-хлоритовые сланцы, нередко углистые, часто с тонкой нитевидной или ленточной микрослоистостью, образовались, вероятнее всего, из глинистых пород, имевших тонкие алевритовые прослойки. Прослой кварцитов, иногда известковистых, несомненно произошли из песчаников — в их составе иногда встречаются обломочки кремнистых пород. Актинолитовые, хлоритовые, альбит-эпидот-хлоритовые, биотит-цоизитовые и другие породы, почти не содержащие кварца, по-видимому, образовались за счет метаморфизма основных вулканогенных или туфогенных пород; среди них иногда можно встретить разности с реликтами офитовой и порфирировой структур. Наконец, некоторые порфириды, состоящие в основном из разных количеств кварца, альбита и светлой слюды, происходят скорее всего из эффузивов кислого и среднего состава типа кварцевого порфира, альбитофира и др.

Происхождение слюдино-гранатовых сланцев менее ясно: они могли образоваться за счет регионального и частью контактового метаморфизма глинистых и известково-глинистых пород.

Анализируя разрез шатмагинского комплекса, можно заметить, что толщи темно-серых, темно-зеленых и светло-зеленоватых кварцево-слюдяных, кварцево-слюдино-хлоритовых, иногда углистых и серицитотальковых сланцев отвечают верхней части комплекса. Толщи темно-буроватых кварцево-слюдино-гранатовых и биотит-цоизитовых сланцев развиты в осевой части антиклинали (гора Шатмага) и, следовательно, должны соответствовать нижней части этого комплекса.

Породы шатмагинского комплекса несут следы нескольких фаз метаморфизма. Большое, почти постоянное развитие в них граната, а также биотита говорит о глубоком их метаморфизме. Часто встречающиеся порфиробласты биотита и хлорита развиваются по гранату в процессе регрессивного метаморфизма.

В составе шатмагинского комплекса могут быть выделены несколько характерных разновидностей пород, отличающихся по своему составу и структурным особенностям.

Наиболее характерными являются темно-буроватые, коричневатые и стально-серые *кварцево-сланцевые* и *кварцево-сланцево-гранатовые* сланцы и *сланцеватые породы* (рис. 15). Для них обычной является порфириблестовая структура с лепидоблестовой основной массой. Они состоят из мусковита, биотита, кварца, граната, альбита и в меньшем

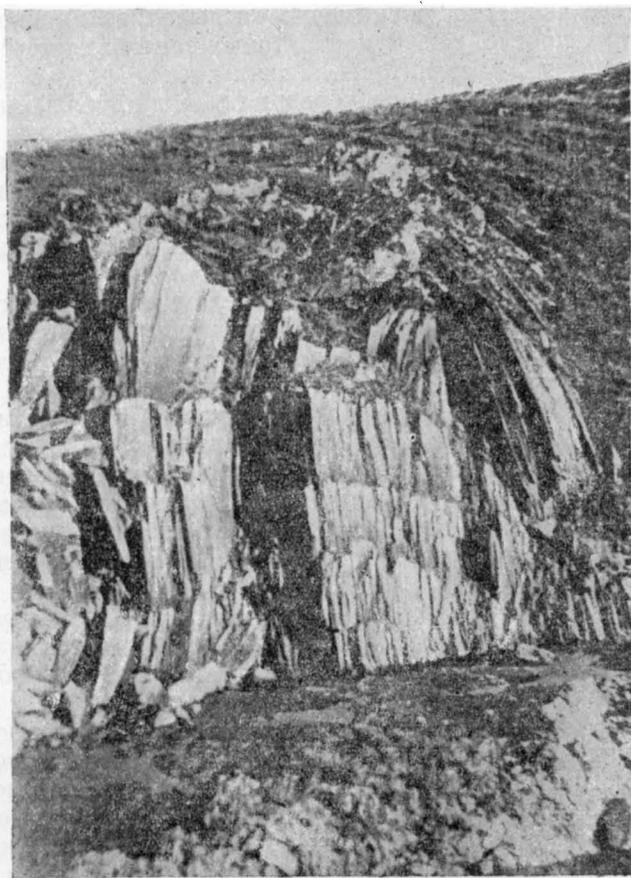


Рис. 15. Обнажение хлорито-кварцево-сланцевых сланцев шатмагинского комплекса протерозоя

количестве из хлорита и эпидота, с примесью цоизита, серицита, кальцита, рудного минерала и турмалина. Порфириблесты в большинстве случаев состоят из мусковита, биотита, совместно с хлоритом, и граната. В некоторых разностях в виде порфириблест среди лепидоблестовой массы слюд и хлорита выделяются зерна кварца (размером до 1 мм), что близко напоминает соотношения обломков и цемента в измененных псаммитовых породах, из которых, по-видимому, и образовались указанные разности. Иногда наблюдается кучное расположение зерен кварца, граната или биотита и хлорита, что обуславливает гломмероблестовую структуру пород.

Совместно с описанными породами часто встречаются (в чередовании) *биотит-цоизитовые сланцы*, состоящие в основном из цоизита, биотита и хлорита и характеризующиеся лепидоблестовой структурой.

Второй наиболее распространенной разновидностью пород шатмагинского комплекса, развитой главным образом в верхах его, являются

тонкоплитчатые, грязно-серые, темно-серые и черные плотные *кварцево-слюдистые сланцы*, иногда углистые; структура их лепидобластовая. Состоят они из тонкозернистой массы слюды и кварца. Главной составной частью являются серицит и биотит, среди которых рассеяны тонкие зерна кварца (менее 0,1 мм), иногда концентрирующиеся в виде полюсок. В качестве примесей присутствуют цоизит, хлорит, гранат, турмалин и углистое вещество, равномерно распыленное или концентрирующееся в тонких прослойках. В контактовых зонах вместе с этими породами встречаются хиастолитовые сланцы.

Темные плитчатые сланцы чередуются с листоватыми зеленоватыми *кварцево-хлорит-слюдистыми сланцами*, которые отличаются значительно большим содержанием слюды и хлорита, характеризуются тонкой (листоватой) слоистостью и имеют облик филлитовых сланцев. Наряду с этими сланцами развиты также светло-зеленоватые, биотит-серицит-талльковые сланцы, обычно обладающие порфиробластовой структурой.

Среди отмеченных разновидностей сланцев встречаются прослои темных сланцеватых *кремнисто-слюдистых мраморов* и *известково-слюдистых сланцев*, состоящих из переменных количеств кальцита, серицита, биотита, хлорита и тонкозернистого кварца.

Кроме того, изредка встречаются в виде прослоев или пачек мощностью от 2—3 до 40 м плитчатые и толстослоистые светло-серые *слюдистые кварциты*. Они состоят из мелко- и неравномернозернистой массы кварца с небольшой, иногда значительной примесью мусковита, биотита и хлорита, а в некоторых случаях и кальцита (известковистые разновидности). Сливные разности кварцитов лишены указанных примесей и целиком состоят из кварца.

В составе шатмагинского комплекса распространены также пластообразные тела массивных или грубослоистых и сланцеватых, темно-зеленых *амфиболитов* и светло-зеленоватых *кварцево-слюдяно-альбитовых (гнейсовидных) порфиридов*.

Главными минералами в составе амфиболитов являются роговая обманка, хлорит, эпидот и плагиоклаз; в качестве примесей присутствуют кальцит, кварц, лейкоксен, сфен и др. Структура пород нематобластовая, порфиробластовая и диабластовая. Очень редко встречается бластоофитовая структура, указывающая на происхождение пород из диабаза. Совместно с амфиболитами иногда встречаются фиштакково-зеленые породы, в основном состоящие из эпидота, кварца и плагиоклаза и примесей — хлорита, биотита, цоизита и др.

Светло-зеленые порфириды состоят из кварца, мусковита и альбита, с примесью биотита и рудного минерала; структура их порфиробластовая с гранобластовой основной массой. Породы эти образовались, по-видимому, за счет метаморфизма кислых эффузивов.

Мощность шатмагинского комплекса точно не установлена; в разрезах по рекам Пуйве и Кобыла-ю (притоки р. Шокурью) она достигает 2000 м.

Кембрийские отложения

Урал

Мощный комплекс метаморфических пород Урала, заключенный между толщей протерозоя и палеонтологически охарактеризованными отложениями ордовика, отнесен к кембрию. Снизу и сверху комплекс этот ограничен поверхностями стратиграфических несогласий и, естественно, выделяется в обособленную геологическую «формацию».

В составе толщи кембрия наряду с осадочно-метаморфическими породами большую роль играют метаморфизованные вулканогенные породы (эффузивные и туфогенные).

Степень метаморфизма пород этого комплекса заметно слабее метаморфизма пород, отнесенных к протерозою. В большинстве случаев первоначальная природа метаморфизованных пород кембрия, за редким исключением, устанавливается достаточно определенно.

Комплекс метаморфических пород кембрия обычно расчленяется на две серии и только в некоторых немногих местах можно выделить еще верхнюю, третью серию. Между сериями отмечаются стратиграфические перерывы и несогласия (табл. 3). Обе серии начинаются (снизу) толщей метаморфизованных грубозернистых пород, сменяющихся выше тонкозернистыми терригенными породами, и вверху заканчиваются толщей карбонатных пород или эффузивов. Самая верхняя (третья) серия там, где она может быть выделена, представлена лишь толщей терригенных пород.

Граница между нижней и средней сериями довольно резкая и во многих разрезах совпадает со стратиграфическим перерывом.

Об определении возраста комплекса метаморфических пород кембрия. В карбонатных породах нижней и средней серий кембрия, кроме строматолитов, встречаются нитчатые известковые водоросли, известные из нижнего и низов среднего кембрия Южного Урала и Сибири, а также остатки археоциат, хиолитов и обломки раковин брахиопод (?). На этом основании эти серии отнесены к нижнему и среднему кембрию.

Для выделения верхнего кембрия данных пока нет. Как было отмечено, при непосредственном налегании базальной толщи конгломератов ордовика на толщу среднего кембрия необходимо предполагать полное выпадение верхнекембрийских отложений вследствие размыва.

Однако в бассейне р. Усы выделяется толща метаморфизованных полимиктовых песчаников, несогласно залегающая на толще зеленых метаморфических сланцев, которая в свою очередь (по данным некоторых исследователей) несогласно перекрывается конгломерато-кварцевой толщей ордовика. Таким образом, можно допустить, что эта свита полимиктовых песчаников и сланцев относится к верхнему кембрию: На крайнем севере Урала, в бассейне Ою-яха, к верхнему кембрию может быть отнесена толща полимиктовых песчаников с *Billing-sella*.

Разрез и состав метаморфической толщи кембрия Северного и Полярного Урала имеют близкое сходство с разрезом и составом нижнего палеозоя Южного Урала, в диапазоне от зильмердакской до ашинской свиты. Особенно близка она разрезу и составу метаморфической толщи Центральной зоны южной оконечности водораздельного хребта в бассейне р. Сакмары, которая также должна относиться к нижнему палеозою.

Наиболее полный разрез метаморфической толщи кембрия наблюдается в Приполярном Урале, в бассейнах рек Кожима, Косью, Щугора и Ляпина, где отмечается наибольшее воздымание Центрального антиклинория. Вместе с тем разрез этой толщи здесь наиболее детально изучен, поэтому предложенная К. А. Львовым стратиграфическая схема кембрийских отложений указанной части Урала в данном очерке принята за основу при описании кембрийских отложений.

Почти все свиты кембрия, выделенные в Приполярном Урале, легко прослеживаются и в Полярном Урале. Для самой северной части Урала Б. Я. Осадчевым и другими исследователями установлен разрез кемб-

Схема стратиграфии кембрийских отложений

Единая стратиграфическая шкала		Унифицированная региональная стратиграфическая схема для центральных районов Урала		
Система	Отдел	Горизонт	Характерный комплекс фауны	Характерный комплекс флоры
Кембрийская	Верхний (?)	Оюяхинский	<i>Billingsella</i> sp., <i>Obolus</i> sp.	
	Средний (?)	Маньинский	В нижней половине горизонта — <i>Ajacicyathus</i> sp., <i>Vacuocyathus</i> sp., <i>Urcyatus</i> sp. Vologd., <i>Hyalithes</i> sp.	В нижней половине горизонта <i>Collenia</i> sp., <i>Osa-gia</i> cf. <i>sibirica</i> Masl., <i>Renalcis</i> sp., <i>Epiphyton</i> sp.
		Хобеинский		
		Шокуринский	<i>Archaeolynthus</i> sp., <i>Ajacicyathus</i> cf. <i>tomicus</i> Vologd., <i>Vacuocyathus</i> sp., <i>Hyalithes</i> sp.	<i>Collenia</i> sp., <i>Vija</i> sp.
	Нижний	Пуйвинский		
		Ошизский		

Таблица 3

центральных районов Урала

Корреляционная стратиграфическая схема для центральных районов Урала

Серия	Полярный и Приполярный Урал	Южный Урал (зона Урал-Тау)	
Верхняя серия	Оюяхинская свита — полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, основные эффузивы, известняки с <i>Bilingsella</i> sp. 600—800 м	Дегтярская свита — филлиты, глинистые и вулканогенные сланцы с прослоями кварцевых песчаников и основных эффузивов 400 м Сайдакская свита — кварцевые и полимиктовые кварцито-песчаники, гравелиты и полимиктовые конгломераты с прослоями филлитов и зеленых вулканогенных сланцев 600 м	
Патокская серия	Маньинская свита — углистые филлиты, мраморы, основные и кислые эффузивы с <i>Urcyathus</i> cf. <i>artus</i> Vologd., <i>Ajacyathus</i> sp., <i>Hyolithes</i> sp., <i>Renalcus</i> sp. 1000—2500 м	Карамалинская свита — графитистые кварциты и филлитовые сланцы, основные эффузивы с прослоями мраморов с <i>Ajacyathus</i> sp., <i>Archaeolynthus</i> sp., <i>Vacuocyathus</i> sp., <i>Hyolithes</i> , <i>Trilobita</i> , <i>Renalcis</i> sp. 800 м	Каялинская свита — зеленые вулканогенные сланцы, метаморф. фельзиты с прослоями мраморов 1400 м
	Хобеинская свита — кварциты, альбит-серицит-кварцевые сланцы с прослоями конгломератов 800 м	Юмагузинская свита — кварциты, альбит-мусковит-кварцевые и хлорит-мусковит-кварцевые сланцы (Яманская, Ангуллимская) 500 м	
Лялинская серия	Щокурьинская свита — мраморы с прослоями филлитов и основных эффузивов с <i>Archaeolynthus</i> sp., <i>Hyolithes</i> sp. <i>Bija</i> sp. 350 м	Кайраклинская свита — графит-хлорит-мусковит-кварцевые и зеленые вулк. сланцы, графитистые кварциты, прослои мраморов с <i>Ajacyathus</i> cf. <i>tomicus</i> Vologd., <i>Archaeolynthus</i> sp., <i>Vacuocyathus</i> sp. 600 м	Тереклинская свита — известняки, песчаники, основные эффузивы с архециатами и водорослями 120 м
	Пуйвинская свита — кварцит-хлорит-слюдистые, графит-слюдистые, кварцевые сланцы с прослоями кварцитов 600 м	Галеевская свита — кварциты с прослоями слюдяно-кварцевых сланцев 150 м (видимая)	
	Ошизская свита — слюдистые и аркозовые кварциты с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев и конгломератов 400—600 м	?	
		Медвежьегорская свита — аркозовые и слюдистые кварциты 400 м	

рийских отложений, аналогичный разрезу кембрия Приполярного Урала, что указывает на выдержанность общего типа разреза кембрия в пределах всей описываемой здесь территории Урала.

Ниже приводится стратиграфическое описание кембрийских отложений западного склона и водораздельной полосы северной части Урала.

Нижняя (ляпинская) серия

Эта серия расчленяется на три свиты: ошизскую, пуйвинскую и шокурьинскую.

Ошизская свита. Эта свита развита в Приполярном Урале в бассейне рек Патока и Шокурьи, а также на Полярном Урале в водораздельной полосе между верховьями рек Ханмея, Харбея и Щучьей.

Выходы ошизской свиты в Приполярном Урале ограничивают внутреннюю зону Главного антиклинория, сложенную шатмагинским комплексом протерозоя. Иногда она выступает в виде отдельных останцов среди поля развития вышележащей и нижележащей свит (в первом случае в ядрах брахиантиклинальных, а во втором — брахисинклинальных складок).

Соотношения ошизской свиты кварцитов кембрия с шатмагинским комплексом протерозоя можно наблюдать в разрезе так называемой Верхнепуйвинской синклинали в верховьях р. Пуйвы (притока р. Шокурьи), где кварциты ошизской свиты залегают несогласно на различных горизонтах шатмагинского комплекса и в основании своем содержат горизонт базальных конгломератов (см. табл. 3). Такое же несогласное залегание кварцитов и конгломератов ошизской свиты на подстилающих отложениях наблюдается и в других районах ее выходов. С вышележащей пуйвинской свитой сланцев ошизская свита связана постепенным переходом.

Ошизская свита состоит из светло-серых (до белых), светло-буроватых и реже зеленоватых слюдистых кварцитов и слюдисто-кварцитовых сланцев; внизу свиты нередко наблюдается горизонт мелкогалечных или гравийных конгломератов небольшой мощности (20—25 м).

Кварциты преимущественно среднеслоистые (0,2—0,4 м), реже толсто-наслоенные (до 1 м), но трещинами сланцеватости, параллельными плоскостям наслоения, обычно разбиваются на тонкие плитки. Слюдисто-кварцитовые сланцы, слагающие верхнюю часть свиты, тонкоплитчатые, часто микрослоистые. Конгломераты, приуроченные к низам свиты, обычно гравийные, чаще кварцево-полевошпатовые, гнейсовидные, с мелкими угловатыми гальками кварца и полевого шпата, реже полимиктовые — с галькой кварца и кварцита и единичными, обычно плоскими, гальками темно-серой серицито-кремнистой породы, филлита и кварцевого порфира. Цемент конгломератов слюдисто-полевошпатово-кварцевый.

В кварцитах и конгломератах иногда встречается тонкая косая слоистость, изредка на поверхности пластов кварцита видны следы асимметричной ряби течения.

Кварциты нередко в значительной своей части замещаются более тонкозернистыми слюдисто-кварцитовыми сланцами, и тогда вся свита состоит из тонкоплитчатых и сланцеватых пород значительно меньшей мощности. В некоторых случаях видно выклинивание ошизской свиты, связанное с трансгрессивным залеганием свиты на неровной поверхности докембрийского субстрата. Мощность ошизской свиты определяется в среднем в пределах 350—400 м.

Кварциты, слагающие главную часть свиты, в основном состоят из грубозернистой массы кварца, с размерами зерен в среднем 0,2—

0,3 мм, реже до 1,0—1,2 мм, с примесью серицита, мусковита, рудного минерала и редких окатанных зерен циркона. Структура пород грано-бластовая, мозаичная. Внизу свиты встречаются разности с резко выраженной гетеробластовой (часто порфиробластовой) структурой, определяющейся наличием крупных (0,6—1,25 мм) округлых зерен кварца и мелкозернистой (0,06—0,07 мм) основной массы из кварца с примесью серицита. Эта структура близка к blastopсаммитовой структуре измененных песчаников.

Слюдистые аркозовые кварциты, кроме главного минерала — кварца, содержат в своем составе большое количество (до 15—20%) полевых шпатов (микрпертит, микроклин-пертит, альбит), а также значительное количество мусковита, который нередко образует тонкие полоски, обуславливающие гнейсовидность этих кварцево-полевошпатовых пород. В качестве второстепенных минералов в кварцитах присутствуют: хлорит, эпидот, дистен, гранат, циркон и др.

Гравийные кварцево-полевошпатовые конгломераты по минеральному составу не отличаются от аркозовых кварцитов и характеризуются лишь большими размерами (1,5—10 мм) угловатых и угловато-окатанных обломков полевого шпата и жильного кварца и обычно большим развитием слюдисто-кварцевой мелкозернистой основной (цементирующей) массы. В полимиктовых конгломератах присутствуют гальки (размер 1—5 см) сильно катаклазированного кварцита, кварцево-серицит-хлоритового сланца, тонкозернистого серицит-кремнистого сланца с примесью углистого вещества, а также единичные гальки кварцевого порфира.

Слюдисто-кварцитовые сланцы, слагающие верхнюю часть свиты или замещающие вышеописанные породы, отличаются от слюдистых кварцитов большим содержанием (иногда до 30—40%) серицита, мусковита, хлорита, а в некоторых разностях и биотита, мелкозернистостью (0,06—0,1 мм), наличием лепидобластовой структуры и резко выраженной параллельной ориентировкой пластинчатых компонентов. Изредка в них встречаются отдельные крупные (до 5 мм) обломки полевого шпата и кварца.

Встречаются разности, обогащенные рудным минералом, образующим порфиробласты среди тонкозернистой слюдисто-кварцевой массы.

Пуйвинская свита. Пуйвинская свита, как и ошизская, впервые была выделена в пределах Приполярного Урала, где она развита на отрезке между долиной р. Кожима на севере и долиной р. Хартес-вож на юге.

Хорошие разрезы свиты имеются в среднем течении р. Пуйвы (от которой и происходит ее наименование), где ее состав мог быть изучен с большой полнотой и детальностью. На Полярном Урале пуйвинская свита обычно включается в состав няровейской свиты, распространенной в бассейне р. Усы, а также на восточном склоне Урала в районе верховьев рек Харбея, Хадаты и Няровея. В последнее время в бассейне р. Харбея эта свита выделена в точных границах К. А. Львовым и Н. И. Поповичем.

Более высокое стратиграфическое положение пуйвинской свиты относительно ошизской можно видеть в разрезах Верхнепуйвинской синклинали, в разрезах брахиантиклинальных складок в районе рек Щокурьи и Хартеса, а также в крыльях и в периклинальном окончании крупной Санаизской антиклинали в верховьях р. Кожима и ее притоков.

Пуйвинская свита с нижележащей и вышележащей свитами связана постепенными переходами и границы между ними условно проводятся: нижняя — по кровле верхней пачки кварцитовых сланцев ошизской свиты, а верхняя — по подошве первых мощных слоев (до 5—6 м)

слюдистых мраморов, относимых уже к вышележащей щкурбинской свите.

Описываемая свита состоит из зеленовато- и буровато-серых, серебристо-серых и темно-серых тонкосланцеватых, часто до листоватых, и микроплойчатых филлитовых и кварцево-хлорит-слюдяных сланцев, нередко углистых. В нижней ее части встречаются прослои (от 2 до 5 м) более грубых, плитчатых слюдисто-кварцитовых сланцев и слюдистых кварцитов, иногда углистых. В кварцитах изредка заметна косая

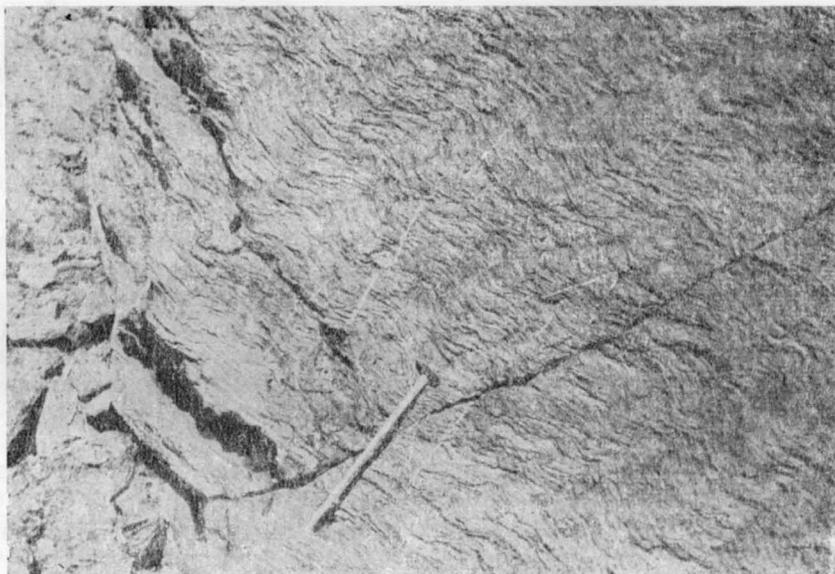


Рис. 16. Плойчатые филлитовидные (углистые) сланцы пуйвинской свиты. Бассейн р. Ханмей, Полярный Урал (по Н. И. Поповичу)

слоистость типа прибрежно-морской. В верху свиты сланцы часто известковистые, здесь же встречаются тонкие (от 2 до 50 см) прослои желтовато-бурых плитчатых слюдистых и песчаных тонкокристаллических мраморов.

Доминируют в составе свиты филлитовидные и слюдяные сланцы зеленовато-серой, темно-серой и серебристо-серой окраски. Обычно они тонкосланцеватые, до листоватых, и часто микроплойчатые. С увеличением содержания тонкозернистого кварца они отличаются тонкоплитчатым сложением. В песчаных сланцах с микрослоистостью совпадает параллельная ей сланцеватость, а в кварц-хлорит-серицитовых сланцах первичная слоистость устанавливается лишь по присутствию полосок различной окраски (рис. 16).

Кроме указанных разностей метаморфизованных осадочных пород, обычно вверху этой свиты местами встречаются зеленые вулканогенные сланцы и порфиитоиды, составляющие прослои небольшой мощности (от 2—3 до 10—15 м).

Мощность пуйвинской свиты составляет 400—600 м.

Приведем петрографическое описание главнейших разновидностей пород пуйвинской свиты. По минеральному составу здесь можно выделить следующие главные типы сланцев: кварцево-слюдяно-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы, нередко углистые; слюдяно-кварцитовые и близкие к ним слюдяно-хлорит-кварцитовые сланцы; зеленые метаморфические сланцы.

Кварцево-слюдяно-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы составляют главную часть свиты.

Кварцево-слюдяно-хлоритовые сланцы — породы лепидобластовой структуры и обычно сланцеватой текстуры. Они состоят в основном из хлорита, серицита (или мусковита) и тонкозернистого кварца, с примесью альбита. Второстепенными являются эпидот, рудный минерал, турмалин, апатит и редкие зерна циркона. В известковистых разностях в значительном количестве присутствует кальцит, обычно образующий тонкие полосы среди серицит-хлоритовой массы породы.

Кварцево-серицитовые сланцы отличаются небольшим развитием (или полным отсутствием) в их составе хлорита и часто меньшим количеством мелкозернистого кварца. Некоторые филлитовидные сланцы этой группы состоят в основном из серицита с небольшой примесью хлорита, кварца и альбита; нередко они содержат заметную примесь углестого (графитового) вещества.

Слюдяно-кварцитовые и слюдяно-хлорит-кварцитовые сланцы подчинены первым и распространены главным образом внизу свиты. Слюдяно-кварцитовые сланцы — породы гранобластовой структуры и сланцеватой текстуры, состоящие в основном из кварца, мусковита и серицита с примесью хлорита, альбита и иногда рудного минерала. В виде отдельных зерен присутствуют: циркон, турмалин и апатит. С увеличением количества хлорита слюдяно-кварцевые сланцы переходят в слюдяно-хлорит-кварцевые. В этой же группе сланцев довольно часто встречаются разности, обогащенные альбитом — альбит-хлорит-слюдяно-кварцитовые сланцы.

Зеленые метаморфические сланцы подчинены первым двум группам пород. Макроскопически — это темно-зеленые и зеленые, слоистые и сланцеватые, реже массивные породы. Они состоят из различных количественных комбинаций альбита, хлорита, эпидота, актинолита и иногда кварца. Породы имеют различные структуры: гетеробластовую (в некоторых случаях порфиробластовую), гранобластовую, лепидобластовую и реже нематобластовую. Реликтовые структуры почти не встречаются. Кроме того, в составе зеленых сланцев в качестве незначительной, но более или менее постоянной примеси присутствуют зеленая роговая обманка, серицит, кальцит, рудный минерал, лейкоксен, турмалин и апатит. Зеленые сланцы в большинстве своем произошли, по-видимому, из туфогенных пород.

Щокуринская свита. Щокуринская свита была выделена в Приполярном Урале в пределах Ляпинского антиклинория. Наиболее южные выходы ее отмечаются в верховьях р. Хартеса, в среднем течении р. Торговой и на р. Понью. Вследствие общего погружения Ляпинского антиклинория к югу щокуринская свита, как и нижележащие свиты, скрывается под более молодыми толщами нижнего палеозоя.

На севере выходы щокуринской свиты распространяются до верховьев р. Кожима, где эта свита, как и на юге, скрывается под вышележащими толщами, но уже вследствие погружения Ляпинского антиклинория к северу.

На Полярном Урале карбонатные породы, отвечающие щокуринской свите, входят в состав няровейской свиты, составляя ее верхнюю часть; они обнажаются, в частности, на реках Харбей и Лонгот-Юган.

Наиболее полно щокуринская свита развита в восточном крыле Ляпинского антиклинория. Хорошие разрезы ее здесь наблюдаются по р. Щокурье (от которой свита и получила свое наименование) и по ее притокам Пуйве и Хартесу, а также в береговых обрывах р. Няртсо-ю, притока р. Маньи. На западном склоне карбонатные породы щокуринской свиты выступают в верховьях р. Кожима и на р. Вангyre в вер-

ховьях р. Торговой. Наиболее южные выходы мраморов этой свиты известны в верховьях рек Шугора и Кожим-ю (Туйта).

Щокурьинская свита с нижележащей пуйвинской свитой связана постепенным литологическим переходом, и ее нижняя граница проводится по подошве самой нижней мощной пачки толстослоистых слюдястых мраморов, залегающих на известковистых филлитах пуйвинской свиты.

Верхняя граница свиты, наоборот, четкая и местами резкая. Она проводится между толщей тонкослоистых мраморизованных известняков или известково-эпидот-хлоритовых сланцев, относящихся к верхам щокурьинской свиты, и толщей светло-серых и толстослоистых, до массивных, аркозовых кварцитов, относимых к низам вышележащей хобеинской свиты. В некоторых разрезах в основании последней отмечается горизонт гравийных конгломератов, залегающий на различных слоях щокурьинской свиты, т. е. на размытой ее поверхности. На Полярном Урале (в верховьях р. Харбея) отмечается несогласие и размыв свиты мраморов, гальки которых есть в конгломератах вышележащей свиты.

Стратиграфическое положение щокурьинской свиты ниже аркозовых кварцитов хобеинской свиты устанавливается в разрезах по р. Шокурью, в частности в брахиантиклинальной складке, расположенной выше устья р. Пуйвы, а также в синклинали рч. Ахтас-я (см. табл. 3).

Залегание щокурьинской свиты выше пуйвинской устанавливается из соотношения их в Верхнепуйвинской синклинали. Промежуточное положение щокурьинской свиты между пуйвинской и хобеинской свитами выясняется в разрезах нормальной антиклинали (брахиантиклинали) в верховьях р. Хаталамбы (притока р. Кожима) и ее притоку рч. Ошка-шор. Падение толщи мраморов под аркозовые кварциты наблюдается также в крыльях нормальной антиклинальной складки на р. Торговой.

По литологическому, преимущественно карбонатному, составу щокурьинская свита резко выделяется среди других нижнепалеозойских свит, состоящих главным образом из метаморфизованных терригенных и частью вулканогенных пород.

В типичных разрезах в районе рек Шокурья, Пуйвы, Маньи и в верховьях р. Кожима щокурьинская свита состоит в основном из светло-серых и серых с желтоватым, зеленоватым и лиловатым оттенками крупнокристаллических слюдястых мраморов, иногда пиритизированных, и подчиненных им известковистых филлитов и известково-кварцево-эпидот-хлоритовых пород.

В ряде разрезов, например на реках Няртсо-ю (приток р. Маньи), Хартесе, близ устья р. Керсынг-я, и Хартес-вож, вверху свиты встречается толща темно-серых, до черных, мраморизованных водородслевых известняков, частью битуминозных, иногда пиритизированных. Среди них встречаются прослойки кавернозных пород, иногда с выделениями черного твердого битума в кавернах, а также брекчиевидные разновидности и настоящие карбонатные брекчии.

В верховьях р. Хартеса и в ряде других мест карбонатные породы в значительной части замещаются фисташково-зелеными массивными и сланцеватыми, а также ленточнополосчатыми (микрослоистыми) кварцево-кальцит-эпидотовыми и известково-эпидот-хлоритовыми породами, иногда с большим содержанием магнетита. В выходах по р. Керсынг-я (приток р. Хартеса) эти породы почти полностью вытесняют карбонатные породы верхней части щокурьинской свиты. Карбонатные породы здесь встречаются лишь в виде резко подчиненных прослоев среди зеленых эпидот-хлоритовых пород и представлены они сильнослюдястыми разностями, мраморами или крупнокристаллическим магнетитом. Иногда

карбонатные породы чередуются с хлорит-роговообманковыми породами, происшедшими, вероятно, за счет метаморфизма основных эффузивов (имеются разности с реликтами структур излившихся пород).

Зеленые известковистые кварцево-хлорит-эпидотовые породы р. Кер-сынг-я (такие же породы встречаются и в других разрезах шокуринской свиты), замещающие карбонатные породы, представляют собой скорее всего метаморфизованные туфомергельные породы, богатые

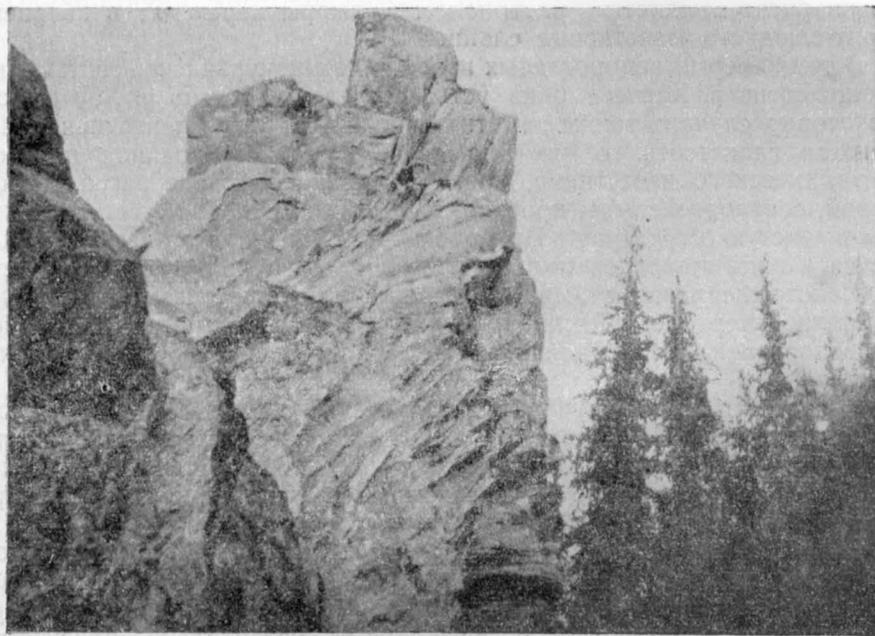


Рис. 17. Утес мраморов шокуринской свиты нижнего кембрия на р. Малом Харгесе

окислами железа. На туфогенную природу этих пород указывает, кроме состава, ассоциация их с метаморфизованными плагиоклазовыми порфиритами. Локальные проявления вулканической деятельности в это время, по-видимому, имели место в пределах всей территории Приполярного Урала.

В типичных разрезах наиболее характерными для шокуринской свиты являются ленточнослоистые слюдистые мраморы. Верхняя часть свиты часто состоит из известковистых кварцево-эпидот-хлорит-слюдистых и слюдисто-хлорит-кальцитовых сланцев.

Карбонатные породы обычно представлены светло-серыми, желтоватыми и серыми, резко полосчатыми слюдистыми, а также песчанистыми крупнокристаллическими мраморами. В некоторых разрезах вверху свиты присутствуют темно-серые, до черных, битуминозные тонкокристаллические известняки мощностью до 20—30 м.

Весьма характерной для описываемой свиты является разновидность полосчатых, ленточно-микрослоистых, слюдистых мраморов (рис. 17). Среди сланцеватых пород они выделяются в виде мощных (до 1—3 м) резко ограниченных плоскостями наслоения прослоев, разбивающихся на тонкие (0,5—2 см) плитки, отличающиеся различной окраской. Наиболее резко на светлом фоне породы выделяются серые и лиловато-серые

прослойки, обычно загрязненные хлорит-слюдистым или углистым материалом.

Менее четко выступают чередующиеся желтоватые, розоватые, зеленоватые и фиолетовые ленточные прослойки. Они мало отличаются друг от друга по составу, и разнообразие их окраски зависит от незначительных пигментирующих примесей. Иногда такая микрослоистость обусловлена присутствием тонких кварцево-хлорит-слюдяных пропластков среди прослоев относительно чистых мраморов. Сильно загрязненные кварцево-слюдистым материалом мраморы переходят в кварцево-хлорит-слюдисто-известковые сланцы.

В темно-серых водорослевых известняках шокурьинской свиты, обнажающихся на р. Хартесе близ устья р. Керсынг-я и по р. Хартес-вож, в некоторых случаях также заметна описанная тонкая ленточная и линзовидная слоистость. В них она создается от чередования прослоев кристаллического известняка, иногда окремненного или загрязненного слюдой, с водорослевыми прослоями, имеющими пористо-сетчатую или мелкоячеистую структуру. Водорослевые образования нередко выделяются в виде желваков или линз, вытянутых параллельно слоистости.

Некоторые разности мраморизованных водорослевых известняков имеют характер брекчий, при наличии многочисленных обломков слоевищ водорослей, беспорядочно ориентированных в породе (рифогенные брекчии).

Ленточнослоистые крупнокристаллические мраморы во многих своих выходах сильно разрушены. Вследствие крупнозернистого строения и наличия между кристаллами кальцита листочков слюды, при господствующем на севере Урала физическом выветривании, мраморы разрушаются в крупнозернистый слюдистый кальцитовый песок.

В желтоватых мраморах нижней части шокурьинской свиты в районе р. Народы обнаружены остатки строматолитов, среди которых, в частности В. П. Масловым, определена *Collenia cf. buriatica* Masl., а в мраморизованных известняках р. Кузь-Пуя-ю установлено присутствие водоросли *Osagia cf. sibirica* Masl. — формы, известной из нижнего кембрия Сибири.

В темно-серых мраморизованных известняках верхнего горизонта свиты, выступающих на р. Хартесе, в коллекции К. А. Львова А. Г. Вологдиным было установлено присутствие мелкоячеистой водоросли *Solenopora*, близкой к роду *Bija* Vologd., известной из верхов нижнего кембрия Западного Саяна. Кроме того, здесь же присутствуют археоциатоподобные организмы в виде одностенных археоциат (род *Archaeolynthus?*), а также хиолиты (род *Hyolites*). Эти органические остатки указывают на нижнекембрийский возраст свиты.

Мощность шокурьинской свиты определяется в пределах 350—400 м.

Ниже дается петрографическая характеристика наиболее характерных пород шокурьинской свиты.

Слюдистые мраморы представляют собой кристаллические крупнозернистые и неравномернозернистые породы, состоящие главным образом из кальцита. Кальцит образует неправильные или изометричные зерна размером от 0,5 до 0,8 мм в среднезернистых и от 1 до 2 мм в крупнозернистых разностях. Зерна кальцита различной величины иногда чередуются в виде микропрослоев.

В том или ином, часто значительном, количестве в породе присутствуют кварц, альбит, мусковит, биотит и хлорит. В некоторых разностях мраморов довольно много эпидота, а также рудных минералов (пирита и магнетита). Кварц, слюда и хлорит нередко концентрируются в отдельных прослойках, обуславливая тем самым микрослоистость породы. Эти же минералы встречаются и между зерен кальцита.

Темно-серые мраморизованные известняки, составляющие верхнюю часть свиты, по составу обычно более чисты, чем крупнокристаллические мраморы. Они состоят из кристаллическизернистой массы кальцита с размером зерен от 0,1 до 0,5—0,7 мм, среди которых иногда присутствует равномерно рассеянное пылевидное органическое вещество.

Значительное содержание в ленточных мраморах хлорита, слюды, эпидота и кварца должно указывать на загрязненность исходных карбонатных пород тонкозернистым терригенным (глинистым) материалом. В соответствии с этим они должны были представлять собой породы типа глинистых известняков и мергелей.

Сланцы, обычно составляющие верхнюю часть свиты, а также встречающиеся в виде прослоев среди карбонатных пород и в более нижней части ее, представлены несколькими разновидностями.

Наиболее распространены кварцево-слюдяные и кварцево-хлорит-слюдяные сланцы, обычно известковистые. В чередовании со сланцами вверху свиты встречаются кварцитовидные слюдисто-альбит-кварцевые и микроклин-кварцевые породы, в той или иной степени известковистые.

В некоторых разрезах верхняя часть щокурьинской свиты сложена *зелеными сланцами*. Эти сланцы состоят из переменных количеств эпидота, хлорита, мусковита, кварца, альбита и кальцита. Карбонатные породы среди них встречаются лишь в виде подчиненных прослоев.

Интересно отметить, что по литологическому составу, положению в разрезе древних толщ Урала и по характеру встречающихся органических остатков щокурьинская свита сходна с катавской свитой центральной полосы Южного Урала (район верхнего течения р. Белой), представленной мраморизованными известняками, ленточными слюдистыми мраморами и хлорит-слюдисто-известковыми сланцами (Львов, 1939, 1957).

Карбонатная щокурьинская свита завершает разрез нижнекембрийских отложений, начинающийся снизу толщей псефито-псаммитовых осадков ошизской свиты, а в своей средней части представленный тонкозернистыми породами пуйвинской свиты. Таким образом, три описанные свиты нижнего кембрия тесно между собой связаны и представляют единый комплекс, отвечающий развивающемуся трансгрессивному этапу седиментации.

Средняя (патоцкая) серия

Средняя серия кембрия залегает между карбонатной свитой нижнего кембрия и свитой кварцито-песчаников и конгломератов нижнего ордовика или в иных случаях под свитой полимиктовых песчаников и сланцев (ояхинская свита), условно относимой к верхнему кембрию (верхняя серия кембрия).

Нижняя граница средней серии довольно резкая и в некоторых разрезах отмечается стратиграфическим перерывом. Верхняя граница определяется несогласным залеганием свиты красно-серых и лиловых кварцито-песчаников и конгломератов нижнего ордовика или в других случаях трансгрессивным налеганием свиты полимиктовых песчаников и сланцев верхнего (?) кембрия.

Петрографический состав серии весьма сложен и фациально изменчив. Главнейшие изменения его обусловлены замещением пород осадочного происхождения породами вулканогенными (эффузивными и туфогенными).

Рассматриваемая серия кембрия расчленена на две свиты: нижнюю — хобейнскую и верхнюю — маньинскую. Резкой границы между ними не наблюдается. Она проводится при смене плитчатых кварцито-

вых и хлорит-слюдисто-кварцитовых (алевроит-песчанистых) сланцев, характерных для первой свиты, филлитами, часто углистыми и зелеными метаморфическими сланцами с прослоями карбонатных пород, характерными для второй свиты. При наличии зеленых вулканогенных сланцев и в нижней свите расчленение сланцевых пород затруднительно, но в этих случаях легко выделяется нижняя толща хобейнской свиты, состоящая из толстоплитчатых кварцитов и аркозовых кварцито-песчаников.

По наличию в породах маньинской свиты нитчатых водорослей и остатков археоциат описываемая серия отнесена (в основном) к нижнему и частично к среднему кембрию.

Стратиграфическое положение описываемой серии метаморфических пород между шокурьинской свитой нижнего кембрия и несогласно залегающей на ней конгломерато-кварцитовой (тельпосской) свитой нижнего ордовика можно видеть в разрезах р. Хаталамбы и ее притоков в районе горного массива Сана-Из (в верховьях р. Кожима). Несогласное залегание верхней свиты этой серии с конгломерато-кварцито-песчаниковой свитой ордовика наблюдается и во многих других разрезах на западном склоне Приполярного Урала на протяжении от гор Сана-Из и Народа (бассейны рек Кожима и Хулги) на севере до горных хребтов Тельпос-Из и Хоса-Ньер (бассейн р. Щугора) на юге. Еще южнее это можно видеть по восточному склону хребта Яны-Хамбу-Ньер (бассейн р. Илыча) и в ряде разрезов в районе верховьев р. Печоры.

На Полярном Урале несогласное залегание этой серии кембрия ниже конгломерато-кварцитовой свиты нижнего ордовика очень ясно наблюдается во многих местах: в бассейне р. Усы, в горных массивах Енгане-Пэ и Манита-Ныр, на крайнем севере Урала в горной группе Минисей—Константинов Камень (бассейн р. Кары) и в других местах.

Отличительными особенностями средней серии кембрия северной части Урала являются: 1) большое развитие основных и кислых эффузивов и их туфов или продуктов метаморфизма этих пород — зеленых сланцев; 2) присутствие среди метаморфических сланцев прослоев и пачек своеобразных карбонатных, нередко органогенных (водорослевых) пород; 3) наличие в низах комплекса характерных светлоокрашенных кварцитов и гравийных конгломератов, обычно аркозовых. Эти особенности состава средней серии позволяют отличать и выделять ее среди других метаморфических пород Центральной зоны Урала.

Хобейнская свита. Хобейнская свита, как и вышележащая маньинская, имеет значительно большее распространение, чем свиты нижнего кембрия. Она прослеживается от южной окраины территории, от верховьев р. Печоры, до верховьев р. Кожима. Соответствующая ей толща выделяется и на крайнем севере Урала, где она известна под названием хуутинской свиты.

Хобейнская свита распространена на западном и восточном склонах Урала, причем в пределах Ляпинского антиклинория она развита на его крыльях. К югу от него и на Полярном Урале от р. Хууты до побережья Байдарацкой губы выходы ее приурочены к осевым частям антиклинальных структур.

Наиболее полные разрезы этой свиты наблюдаются на восточном крыле Ляпинского антиклинория и, в частности, по рекам Шокурье, Хартесу, Хобе-ю (притоку р. Маньи), Тынаготте, по левым притокам Кожима и др. На западном крыле антиклинория она обнажается в долинах рек Вангыра, Большого Патока, Торговой и др.

В южной части описываемой территории Урала довольно хорошие обнажения свиты имеются в долине р. Ук-ю (бассейн р. Илыча) и по ее

притокам. На крайнем севере Урала она выступает в районе рек Южной Хууты и Тальбея.

Нижняя граница хобеинской свиты весьма четкая и в некоторых наблюдавшихся разрезах отмечается трансгрессивным залеганием толстослоистых кварцитов и гравийных аркозовых кварцито-песчаников на тонкослоистых и сланцеватых породах шокурьинской свиты; в ряде разрезов между шокурьинской и хобеинской свитами отмечено угловое несогласие.

Верхняя граница хобеинской свиты менее четка. Она проводится при смене толщи зеленовато-серых и темно-серых песчанистых сланцев (метаморфизованных алевролитов) толщиной пестрых или темно-серых (углистых) филлитовых сланцев с прослоями доломитов (на восточном склоне — толщиной зеленых метаморфических сланцев с подчиненными им доломитами).

Таким образом, хобеинская свита тесно связана с вышележащей карбонатно-сланцевой маньинской свитой и вместе с ней составляет единый литологический комплекс, соответствующий завершеному этапу седиментации — от грубозернистых псефито-псаммитовых осадков внизу, через пелитогенные, до карбонатных пород вверх (последние иногда замещаются вулканогенными). Поэтому хобеинская свита должна быть и по возрасту близка к маньинской, в карбонатных породах которой встречаются органические остатки, указывающие на нижний и средний (?) кембрий. Исходя из этого, толща метаморфизованных терригенных пород хобеинской свиты отнесена к верхней части нижнего кембрия.

Мощность хобеинской свиты колеблется в пределах от 800 до 1500 м.

Описание хобеинской свиты дается в основном применительно к территории Приполярного Урала (бассейн рек Кожима, Ляпина, Щугора и др.), где она была впервые выделена и где имеются наилучшие ее разрезы, в настоящее время детально изученные (р. Хобе-ю). При этом всюду, где это возможно, отмечаются главнейшие фациальные особенности и другие отличия свиты, замеченные в других районах описываемой области.

В своем типичном развитии хобеинская свита состоит из светло-серых и буроватых, обычно плитчатых, аркозовых кварцитов и кварцито-песчаников, нередко известковистых, зелено-серых и темно-серых метаморфизованных граувакковых песчаников и зеленовато-серых, голубоватых и буроватых микрослоистых альбит-слюдяно-хлорито-кварцевых сланцев (метаморфизованных алевритов), иногда известковистых. Эти породы местами в той или иной части замещаются зелеными вулканогенными сланцами. В низу свиты, кроме того, встречаются небольшой мощности покровы кварцевых порфиров (фельзит-порфиров).

На территории Приполярного Урала хобеинская свита почти всегда может быть расчленена на две подсвиты, связанные между собой постепенным изменением их литологического состава.

1. Нижняя подсвита. Мощностью этой подсвиты отличается большой изменчивостью, зависит от гранулометрического состава слагающих ее обломочных пород и составляет обычно 100—150 м и реже 300—500 м. Эта толща состоит из светло-серых, желтовато-бурых и светло-зеленоватых толстоплитчатых слюдяных аркозовых кварцитов или известковистых кварцито-песчаников и слюдяно-кварцитовых сланцев с подчиненными им прослоями темно-зеленых кварцево-хлоритовых сланцев.

В верхней части подсвиты светло-серые и белые кварцито-песчаники чередуются с зелеными метаморфизованными граувакками и микро-

слоистыми метаморфизованными алевролитами (альбит-слюдяно-хлорит-кварцитовыми сланцами).

В некоторых местах (например, в районе водораздельного хребта между истоками рек Кожима и Тынагота; в верховьях рек Хартеса и Торговой) эта толща достигает большой мощности (до 500—600 м) и в ее составе здесь появляются кварцево-полевошпатовые гравийные конгломераты, нередко гнейсовидные. В этих конгломератах изредка встречаются относительно крупные гальки (до 5—10 см), состоящие из жильного кварца и кварцита, а также присутствуют редкие угловатые обломочки слюдисто-кварцитового и кремнистого сланца. Такие грубозернистые породы имеют локальное распространение; на небольших расстояниях они замещаются более мелкозернистыми породами — аркозовыми и известковистыми кварцитами и слюдисто-кварцевыми сланцами и мощность толщи при этом быстро уменьшается до 100—150 м.

Породы нижней подсвиты хобеинской свиты обычно толстоплитчатые, а нижние слои ее имеют толстослоистую текстуру (до 1—1,5 м).

Такие толстослоистые разности пород на платообразных вершинах и по склонам многих гор образуют обширные элювио-делювиальные глыбовые россыпи.

Более мелкозернистые разности кварцитов обладают тонкой плитчатой слоистостью (от 0,03 до 0,10 м); такие тонкослоистые породы часто смяты в сложные мелкие складки.

При пологом или горизонтальном залегании слоев в замковых частях крупных складок, а также при наличии мелких лежащих складок плитчатые породы этой подсвиты, особенно их известковистые разности, часто образуют причудливой формы (городковые, грибообразные и столбообразные) останцы. Останцы встречаются почти на всех вершинах возвышенностей, сложенных этой толщей.

Переходные разности пород от мелкозернистых к гравийным характеризуются присутствием среди мелкозернистой массы кварца отдельных крупных зерен (порфириобластов) полевого шпата и реже кварца.

При увеличении количества крупных обломков полевого шпата и кварца мелкозернистые кварцевые и известковистые кварцито-песчаники переходят в грубозернистые аркозовые, а иногда и в гравийные кварцево-полевошпатовые гнейсовидные конгломераты. По составу аркозовые кварциты очень близки к гранитам. Метаморфизованные их разности, богатые слюдами, ранее нередко принимались за гранито-гнейсы. Однако обломочная структура этих пород (и, в частности, наличие галек) определяется уже при внимательном изучении их в поле и совершенно бесспорно при изучении шлифов под микроскопом.

С увеличением степени метаморфизма (в полосе гранитных интрузий) гнейсовидный характер иногда приобретают и более мелкозернистые разности аркозовых песчаников, переходящие в розоватые и желтоватые парагнейсы. Подобные породы, в частности, широко развиты в районе рек Маньи, Хобе-ю и Народы.

Светло-серые аркозовые кварцито-песчаники и кварциты кверху постепенно переходят в толщу темно-серых метаморфизованных песчаников, нередко грауваккового характера, выше сменяющихся более тонкозернистыми тонкополосчатыми алеврит-песчанистыми сланцами с подчиненными им прослоями аркозовых кварцито-песчаников.

В составе описываемой подсвиты довольно часто встречаются гравийные кварцево-полевошпатовые конгломераты, близкие по составу к древним гранитам, выступающим в этой области. Южнее истоков р. Хартеса до устья р. Пон-ю и истоков р. Хомаси (приток р. Вольи) подобные грубозернистые аркозы отсутствуют; в то же время здесь нет

и выходов гранитов. Аркозовые кварцито-песчаники появляются лишь южнее истоков р. Щугора, в районе левых притоков р. Илыча (по р. Ук-ю и др.), где вновь выступают и граниты (массив Мань-Хамбо).

Такая связь в распространении аркозов с выходами древних гранитоидов, по-видимому, не случайна и должна указывать на природу и условия образования этих обломочных и кварцево-полевошпатовых пород подсвиты.

На участке между р. Нанг-Сория (Волоковка) и истоками р. Щугора аркозовые кварцито-песчаники нижней подсвиты хобейнской свиты в значительной своей части или полностью замещаются метаморфизованными граувакковыми песчаниками.

В южной части, в бассейне р. Илыча, как указывалось выше, в составе хобейнской свиты вновь в изобилии появляются аркозовые, иногда грубозернистые, кварциты и кварцито-песчаники.

Однако разделение здесь этой свиты на две подсвиты не всегда возможно ввиду сходного литологического состава нижней и верхней ее частей. В этом районе светло-серые и буроватые плитчатые аркозовые кварциты, местами конгломератовидные, характерные для нижней подсвиты, постоянно чередуются с микрослоистыми зелено-серыми альбит-слюдяно-хлорит-кварцевыми сланцами, составляющими в более северном районе (бассейн рек Кожима и Щугора) верхнюю подсвиту хобейнской свиты. Создается впечатление, что здесь хобейнская свита как в верхних, так и в нижних своих частях состоит из чередования указанных разновидностей пород. В породах хобейнской свиты часто встречаются включения кристаллов пирита, нередко концентрирующихся в отдельных прослоях. При окислении пирита наблюдаются многочисленные выделения окислов железа и прослои приобретают пятнистый вид и буроватую окраску.

На крайнем севере Урала, в районе Байдарацкой губы, Б. Я. Осадчевым в составе метаморфической толщи, подстилающей ордовикские отложения, выделена так называемая тальбейская свита, состоящая из светло-серых и белых кварцитов, грубозернистых аркозов и конгломератов. По своему составу она имеет большое сходство с описанной нижней подсвитой хобейнской свиты Приполярного Урала, и, по всей вероятности, соответствует ей и стратиграфически. Сходные толщи светло-серых аркозовых, местами огнейсованных, кварцитов, перемежающихся с слюдисто-хлорит-кварцевыми сланцами, описаны А. В. Хабковым по р. Южной Хууте. Подобная же толща обнажается на р. Харбее выше р. Бадья-Югана, а также в районе хребтов Харбей-Хой и Большой Пай-Удынс (Евдокимов, 1959).

2. Верхняя подсвита. По литологическому составу эта подсвита тесно связана с нижней.

Она в основном состоит из зеленовато-серых, голубовато-серых и буроватых тонкоплитчатых и листоватых песчаниковидных и филлитовидных сланцев, обычно обладающих характерной листоватой микрослоистостью. Среди сланцев присутствуют прослои светло-серых, тонкослоистых (плитчатых) аркозовых микрокварцитов и кварцито-песчаников.

В верхней подсвите по минералогическому составу выделяется несколько разновидностей пород.

Наиболее распространенными являются альбит-хлорит-слюдяно-кварцевые (алевритистые) и кварцево-хлорит-серицитовые (филлитовидные) сланцы; обе разновидности иногда имеют граувакковый характер. Им подчинены слюдисто-полевошпатово-кварцитовые сланцы (сланцеватые аркозовые микрокварциты), а вверху толщи — хлорит-кальцит-кварцевые (бластосаммитовые) сланцы, переходящие в сильно загрязненные

хлоритом, слюдой и кварцем мраморизованные известняки. В верхнем горизонте этой подсвиты встречаются также тонкополосчатые кварцево-гематитовые и реже кварцево-магнетитовые сланцы с обособлениями среди них, в виде линзовидных прослоев, разностей с преобладанием рудного минерала.

Такие обогащенные рудным минералом прослои с содержанием в некоторых случаях металлического железа до 40% могут рассматриваться как осадочно-метаморфические железные руды и заслуживают

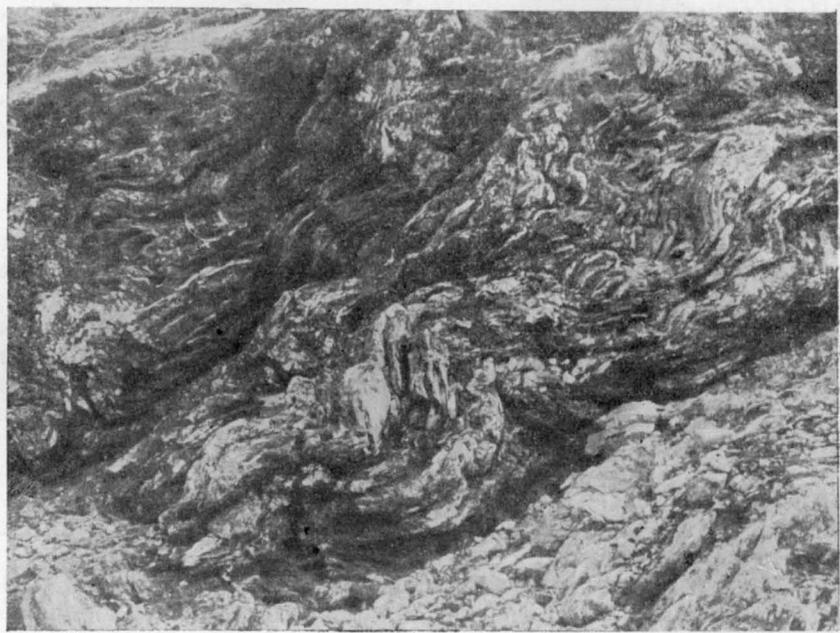


Рис. 18. Гофрированные blastoaleвролитовые (кварцитовые) сланцы верхней подсвиты хобейнской свиты нижнего кембрия с пластовыми кварцевыми жилками. Верховья р. Харбея (по Н. И. Поповичу)

специального изучения. Выходы их известны в районе истоков р. Печоры, по гряде Мань-Пупу-Ньер, в южном конце хребта Мань-Хамбо и в бассейне р. Большого Патока, на левобережье р. Выра-ю.

Отмеченная выше характерная листоватая или тонкая ленточная микрослоистость пород обычно обуславливается чередованием светлоокрашенных альбит-кварцевых или известково-кварцевых пропластков с темно-зеленоватыми слюдисто-хлоритовыми. В некоторых случаях подобная микрослоистость зависит от присутствия в породе послойно концентрирующегося рудного минерала — гематита (рис. 18).

Исходным материалом сланцеватых пород верхней подсвиты хобейнской свиты были глинистые, алевролитовые и песчаные, иногда в той или иной мере известковистые, тонкослоистые породы.

Первичноосадочные породы местами (главным образом на восточном склоне Урала) частично замещаются туффитовыми, обычно яснослоистыми породами или сильнометаморфизованными основными эффузивами, превращенными в альбитовые, альбит-эпидотовые амфиболиты и зеленые сланцы.

Внизу описываемой подсвиты иногда обнаруживаются небольшой мощности, но довольно выдержанные по простиранию покровы метаморфизованных альбитофиров и фельзит-порфиров.

Вышеописанная толща сланцев с прослоями тонкослоистых обычно аркозовых кварцитов на западном склоне Урала прослеживается от истоков р. Печоры до верховьев рек Кожима и Лемвы. В бассейне р. Усы (хребет Енганэ-Пэ) ей отвечает толща полимиктовых песчаников, первоначально выделенная К. Г. Войновским-Кригер под названием енганэ-пэйской свиты. В северной части Полярного Урала ей должна отвечать выделенная Б. Я. Осадчевым хуутинская свита полевошпатово-слюдисто-хлорит-кварцевых сланцев с прослоями микрокварцитов.

Мощность верхней подсвиты хобеинской свиты колеблется в пределах от 800 до 1100—1200 м.

Ниже приводится описание главнейших типов пород, слагающих хобеинскую свиту.

Метаморфизованные аркозовые конгломераты. Эти породы макроскопически напоминают порфириовидные гранито-гнейсы (они и принимались некоторыми исследователями как гранито-гнейсы) и близки к ним по составу.

Текстура пород полосчатая (гнейсовидная). Структура порфириобластовая, а основной массы (цемента) — гранобластовая. Породы состоят из угловатых и угловато-окатанных обломков полевых шпатов (микроклина, микропертита и альбита) размером до 5—12 мм и более крупных, обычно сплюснутых, галек кварца. Изредка встречаются (гора Войе-Сале) гальки жильного кварца размером до 8—10 см и мелкие гальки кремнистой породы. Метаморфизованный цемент представляет собой среднезернистую (с величиной зерен 0,2—0,5 мм) гранобластовой структуры массу, состоящую из кварца, альбита и калиевого полевого шпата, к которым присоединяются различные количества мусковита или серицита и в меньшем количестве хлорит. В виде примесей присутствуют окатанные зерна циркона, турмалина и апатит. Встречаются катаклазированные разности конгломератов. В таких разностях альбит представлен разорванными кристаллами или же в кристаллах наблюдается смещение и искривление полосок. Кварц мозаичный, волнистоугасающий.

Слабая окатанность или даже угловатость обломков полевых шпатов в конгломератах свидетельствует о незначительности пути переноса обломочного материала; он отлагался, по-видимому, в непосредственной близости от мест размыва гранитов. Характерно, что в более мелкозернистых породах — аркозовых песчаниках, замещающих конгломераты и выступающих всего в 12—15 км от выходов конгломератов, зерна кварца и полевого шпата уже хорошо окатаны. Интересны данные о химическом составе метаморфизованных аркозов (табл. 4).

Метаморфизованные аркозовые и слюдяные кварцито-песчаники и кварциты слагают нижнюю подсвиту хобеинской свиты и в виде подчиненных прослоев встречаются в верхней подсвите.

Аркозовые кварцито-песчаники по минералогическому составу сходны с аркозовыми конгломератами и отличаются от них: а) меньшими размерами обломков, б) обычным присутствием извести в цементе и в) относительно меньшим содержанием полевых шпатов. Имеются и переходные к конгломератам грубозернистые аркозовые песчаники. Богатые полевыми шпатами породы, часто гнейсовидные, характеризуются, большим содержанием слюды, обычно располагающейся в виде тонких полосок-прослоек.

Кварцито-песчаники и кварциты состоят в основном из кварца и содержат лишь небольшую примесь полевых шпатов и слюд (или они совсем отсутствуют).

Известковистые разности пород имеют облик слабоизмененных песчаников, в которых хорошо различаются обломки и цемент. Эти извест-

Таблица 4

Химический состав метаморфизованных полевошпатово-кварцевых пород хобейнской свиты (в %)

Компоненты	Кварцево-полевошпатовый гравийный конгломерат		Аркозовый квар- цито-песчаник
	Гора Юма-Мылк	Гора Войе-Сале	Водораздел рек Саранзеды и Тынаготы
SiO ₂	81,10	80,95	76,19
TiO ₂	0,24	1,29	Следы
Al ₂ O ₃	9,35	6,32	12,37
Fe ₂ O ₃	0,24	3,38	0,31
FeO	1,42	0,86	1,16
MnO	0,02	0,03	Отсутствует
CaO	1,04	0,54	0,14
MgO	0,26	0,34	0,15
K ₂ O	3,91	3,62	5,62
Na ₂ O	1,65	2,16	3,35
H ₂ O гигроскопическая	0,07	0,07	0,12
П. п. п.	0,84	0,53	0,35
Сумма	100,14	100,09	99,76

ковистые песчаники весьма характерны и отличаются большим постоянством минералогического состава и структурных особенностей.

Описываемые породы в разных районах Полярного и Северного Урала сильно отличаются по степени метаморфизма. Более всего они изменены в районах выходов гранитных интрузий, где нередко представлены мелкозернистыми альбит-мусковитовыми парагнейсами.

Слабометаморфизованные разности их (например, в бассейне р. Шугора) имеют облик мало измененных песчаников с хорошо сохранившейся псаммитовой (бластопсаммитовой) структурой; в таких разностях легко различаются сравнительно крупные окатанные или угловато-окатанные обломки и более тонкозернистая масса бывшего цемента, превращенная в кристаллобластовую основную массу.

Метаморфизованные аркозовые песчаники состоят из кварца (до 85%) и полевых шпатов. Обломочные зерна, размером от 0,2—0,3 до 0,7—1,5 мм, угловато-окатанные и реже хорошо окатанные; они представлены полевым шпатом и кварцем. Как правило, наиболее крупные обломки (иногда до 1,5—2 мм) принадлежат полевому шпату, часто выделяющемуся в виде крупных порфиробластов.

Полевой шпат представлен альбитом, микроклин-пертитом, микропегматитом и реже антипертитом, пертитом и микропертитом. Указанные разновидности произошли из калиевого полевого шпата — ортоклаза или микроклина за счет новообразования альбита в виде пертитового замещения.

Среди песчинок кварца и полевого шпата изредка встречаются обломки пород. В большинстве случаев они сильно метаморфизованы, и первичный состав их неизвестен; иногда же можно видеть, что они принадлежат к кремнистым или песчано-глинистым породам.

Мелкозернистая (с размером зерен до 0,1—0,15 мм) масса бывшего цемента состоит в основном из тех же минералов с подчиненным количеством мусковита, серицита, реже хлорита и в некоторых случаях со значительной примесью кальцита. Среди примесей обычны также циркон, апатит и турмалин и более случайны рудный минерал, титанит,

сфен и ортит. В более измененных разностях пород, кроме перечисленных главных минералов, в значительном количестве присутствуют биотит, мусковит и серицит, а также эпидот. В некоторых образцах аркозов были встречены довольно крупные обломочные зерна барита.

С уменьшением количества полевых шпатов аркозовые песчаники переходят в слюдистые кварцито-песчаники и кварциты. В одних разностях их содержится довольно много мусковита и серицита, представляющих продукты разложения полевых шпатов. Это широко распространенные *мусковитовые и серицитовые кварциты и слюдисто-кварцитовые сланцы*. В других случаях эти минералы составляют лишь небольшую примесь, и породы состоят почти целиком из кварца. При наличии кальцита в цементе кварцитов они переходят в *известковистые кварциты или кварцито-песчаники*.

Гнейсовидные кварциты и парагнейсы характеризуются резко выраженной параллельной текстурой, создаваемой соответствующим расположением обильных здесь слюд, а также чередованием полосок из зерен разной величины. Обычно структура их порфиробластовая, во многих случаях со следами бластопаппитовой. По составу они близки к метаморфизованным аркозам, но с большим содержанием слюды и полевых шпатов.

Кроме кварца, в составе их большое значение имеют альбит, микроклин-пертит, микропертит, микропегматит, мусковит и биотит; в качестве примесей присутствуют: рудный минерал (часто магнетит), гранат, хлорит, цоизит, кальцит и эпидот. Порфиробласты, часто величиной до 4—5 мм, образованы альбитом, реже микропертитом и микропегматитом, а в некоторых разностях также биотитом и рудным минералом; иногда они располагаются поперек микрослоистости и сланцеватости. Порфиробласты полевых шпатов нередко сильно серицитизированы (альбит), часто разбиты трещинами, залеченными вторичным кварцем.

Как было указано, такие породы широко распространены в зонах гранитных интрузий.

Многие из описанных кварцево-полевошпатовых обломочных пород нижней толщи хобейнской свиты, особенно их крупнообломочные разности (конгломераты и гравийные песчаники), по химическому составу близки к составу гранитов (см. табл. 4).

Данные таблицы указывают на большое сходство химического состава этих обломочных пород с составом гранитов. Имеющиеся отличия, в частности повышенное содержание в обломочных породах кремнезема по сравнению с содержанием его в нормальных гранитах, вполне понятны и связаны с некоторой минеральной перегруппировкой в процессе разрушения гранитов, переноса и отложения обломочного материала.

Установленное сходство состава грубых аркозов и приуроченность распространения их к выходам гранитов, а также слабая окатанность обломочного материала и другие признаки должны указывать на происхождение этих пород за счет размыва гранитных массивов, выступавших в зоне отложения.

Граувакковые песчаники либо замещают аркозовые песчаники и конгломераты нижней подсвиты хобейнской свиты, либо сменяют их выше по разрезу. Это метаморфизованные бластопаппитовые породы зеленовато-серой и темно-серой окраски. Они состоят из угловатых, а иногда и хорошо окатанных зерен кварца, альбита, калинатрового полевого шпата и обломков кварцево-альбит-эпидотовых, глинисто-кремнистых сланцев и сильноизмененных эффузивных пород, иногда с реликтами порфириковой структуры. Только в редких случаях породы эти сравнительно хорошо сохранились и среди них имеются обломки

фельзита и часто альбитизированного порфирита. Размеры обломков в среднем 0,2—0,3 мм, реже 0,5—1,0 мм.

В мелкозернистой слабообразующей цементующей массе, кроме перечисленных компонентов, встречаются рудный минерал, хлорит, мусковит, эпидот, кальцит, титанит и циркон.

Алеврит-песчанистые и филлитовые сланцы в основном составляют верхнюю подсвиту хобеинской свиты. Они отличаются резко выраженной сланцеватой текстурой и мелкозернистостью обломочного материала. Это зеленовато-серые, голубовато-серые и стально-серые тонкополосчатые песчанистые, алевритовые и филлитовидные породы. В зависимости от количественных соотношений породообразующих минералов среди них можно различить следующие разновидности сланцев: эпидот-хлорит-альбит-кварцевые, слюдяно-хлорит-альбит-кварцевые, альбит-кварц-слюдяно-хлоритовые, кварц-хлорит-слюдистые; все они нередко известковистые.

Микрослоистость сланцев обусловлена чередованием прослоек преимущественно альбит-кварцевого или известково-кварцевого состава с кварцево-слюдистыми и эпидот-слюдисто-хлоритовыми. В некоторых случаях она фиксируется послойной концентрацией рудного минерала, обычно гематита. Структура пород гранобластовая, иногда лепидобластовая.

Почти во всех разновидностях песчанистых сланцев присутствуют кварц и альбит (с размером зерен 0,05—0,1 мм), составляющие главную массу пород, а также разные количества хлорита, эпидота и слюды (серицита, мусковита, редко биотита). В известковистых разновидностях к ним присоединяется кальцит; изредка встречаются мелкие обломки кремнисто-глинистых и туфогенных пород, по которым развиваются хлорит и эпидот.

Характерными примесями являются: турмалин, апатит и циркон и в некоторых случаях рудный минерал (гематит, пирит и титаномагнетит). Встречаются мелкозернистые алеврито-песчанистые разновидности с большим содержанием тонких зернышек гематита в основной массе бывшего цемента; иногда они образуют тонкие пропластки в породе. В более глубоко измененных породах в значительном количестве присутствуют биотит, цоизит и гранат; последний обычно в виде крупных порфиробластов.

Филлитовидные сланцы состоят в основном из тех же минералов, но в более тонких зернах, и с преобладанием слюды и хлорита. Встречаются разновидности, образованные серицитизированным глинистым веществом, пропитанным окислами железа. Структура пород лепидобластовая и бластопелитовая.

Описанные сланцы образовались за счет метаморфизма пелитовых, алевритовых и мелкозернистых псаммитовых пород, в отдельных случаях грауваккового характера.

Среди них иногда встречаются также мелкозернистые туфы и туффиты, состоящие из тонких обломочков эффузивов с примесью минералов осадочного происхождения. Туфы и туффиты ассоциируют с зелеными сланцами — метаморфизованными вулканогенными породами, местами замещающими вышеописанные осадочные породы.

Зеленые сланцы развиты преимущественно в верху хобеинской свиты. По составу они почти не отличаются от зеленых сланцев выше лежащей свиты, но среди них реже встречаются разновидности со следами первичных структур вулканогенных пород. Это преимущественно измененные туффитовые породы (рис. 19).

Зеленые сланцы обычно яснослоистые, часто ленточнослоистые, тонкозернистые и плотные, темно-зеленого и фисташково-зеленого цвета.

Они в основном состоят из кварца, альбита, хлорита, эпидота и биотита, образующего обычно порфиробласты. В качестве примесей обычны кальцит, апатит и рудный минерал.

Среди зеленых сланцев иногда встречаются небольшой мощности толщи более массивных пород — амфиболитов. Эти породы состоят из зеленой роговой обманки, альбита, эпидота, иногда с примесью кварца, кальцита и сфена; они образовались, по-видимому, за счет метаморфи-



Рис. 19. Ленточнослоистые (полосчатые) зеленые туффитовые сланцы верхней подсвиты хобенинской свиты. Река Лепто-Нидерма, правый приток р. Торговой

зации диабазов (в том числе конгадиабазов) и в некоторых случаях, возможно, представляют собой пластовые жилы.

Фельзиты и альбитофиры встречаются лишь в виде пластовых залежей небольшой мощности внизу верхней подсвиты и ассоциируют иногда с арковыми песчаниками нижней подсвиты. Они представляют собой светло-зеленоватые или темно-серые плотные, иногда с редкими выделениями кварца или альбита, толстоплитчатые породы. Чаще это метаморфизованные фельзиты.

По правобережью р. Хартеса они представлены темно-серыми плотными разностями с раковистым изломом и в большинстве случаев с хорошо заметной флюидальной полосчатостью. Некоторые разности несут следы гидротермальной обработки.

Породы состоят из калиевого полевого шпата, кварца и бледно-зеленой слюды с примесью магнетита. Структура типично фельзитовая или частью преобразованная (перекристаллизацией) в гранобластический агрегат кварца, слюды и подчиненного им калиевого полевого шпата. В качестве примесей присутствуют мелкие зернышки титанита, иголки рутила и ортит.

Маньинская свита. Эта свита имеет широкое распространение на обоих склонах описываемой части Урала; она прослеживается от истоков рек Печоры и Северной Сосьвы до Байдарацкой губы.

В Ляпинском антиклинории (бассейн рек Ляпина, Косью и Большого Патока) маньинская свита слагает преимущественно внешние области развития метаморфических толщ кембрия, т. е. здесь она развита в крыльях Главного антиклинория. Южнее, в бассейнах верховьев рек Шугора, Илыча, Печоры и Северной Сосьвы, а также на севере в бассейне р. Усы в связи с меньшей амплитудой Центральной антиклинали маньинская свита развита также и в осевой, водораздельной полосе Урала, где она вместе с хобеинской свитой слагает внутренние части антиклинальных структур.

На западном склоне хребта область развития маньинской свиты в большинстве случаев ограничивается с запада выходами вышележащей конгломерат-кварцит-песчаниковой свиты нижнего ордовика; здесь можно видеть ее соотношение с покрывающими отложениями.

Состав и строение маньинской свиты впервые были изучены К. А. Львовым в разрезах р. Маньи (приток р. Ляпина), от которой она и получила свое название. Свита сравнительно легко выделяется как на юге, так и на севере описываемой части Урала.

Более высокое стратиграфическое положение маньинской свиты относительно хобеинской, кроме района рек Маньи, Шокурью, Хартеса и других на восточном склоне, можно наблюдать в пределах западного склона — в разрезах правого берега р. Торговой, в верховьях р. Большого Патока и в других местах. Соотношения ее с нижележащей и вышележащей свитами отчетливо вскрываются в разрезах по р. Хата-ламбе и ее притокам в районе верхнего течения р. Кожима, т. е. в северном периклинальном окончании Ляпинского антиклинория.

Резкой границы между подстилающей — хобеинской и маньинской свитами нет. Она проводится условно по смене зеленовато-серых и буроватых метаморфизованных алеврито-псаммитовых пород, относимых к хобеинской свите, темно-серыми и пестроокрашенными, обычно известковистыми филлитовыми или зелеными вулканогенными сланцами с подчиненными им пачками доломитов и слюдистых мраморов или, наконец, метаморфизованными основными и кислыми эффузивами.

Верхняя граница маньинской свиты отмечается несогласным перекрытием ее конгломерат-кварцит-песчаниковой свитой нижнего ордовика или в редких случаях (например, в массиве Енганэ-Пэ) несогласным залеганием на ней свиты полимиктовых песчаников верхнего (?) кембрия.

Маньинская свита отличается сложным литологическим составом и большой фациальной изменчивостью. Главнейшие фациальные изменения ее связаны с большим или меньшим развитием в ее составе вулканогенных пород, замещающих осадочно-метаморфические толщи; зависят они также от количества кластического материала в осадочных породах.

В некоторых районах вулканогенные породы приобретают доминирующее значение в составе маньинской свиты, и в таких случаях она в большей своей части состоит из метаморфизованных основных и кислых эффузивов и их туфов. Такой состав ее наблюдается, например, в районе междуречья Большого Патока и Шугора, в районе хребта Сабля — в Приполярном Урале и в районе хребта Минисей и р. Нямы-Бедамельской — в Полярном Урале.

В районе правобережья р. Торговой (приток Шугора) и верховьев рек Нямги и Потым-ю (притоки Большого Патока) маньинская свита представлена в основном комплексом чередующихся покровов кислых и основных эффузивов: фельзитов, кварцевых порфиров, альбитофиров, порфиритов, спилитов и диабазов, с подчиненными пачками и толщами пестрых филлитовых туфогенных сланцев. Этот комплекс замещает

толщу метаморфизованных осадочных пород, развитую как к югу, так и к северу от указанного района.

Сходный состав маньинская свита имеет в районе Константинова Камня, на западном склоне Полярного Урала, где была выделена Б. Я. Осадчевым первоначально под названием бедамельской (или оченырской) свиты, а подстилающая ее толща углистых филлитов — под названием нярминской свиты. Здесь она несогласно подстилает конгломерато-кварцитовую свиту нижнего ордовика и в основном состоит из метаморфизованных кислых и основных эффузивов и подчиненных им осадочно-метаморфических пород.

Однако следует отметить, что в большинстве разрезов покровы основных и кислых эффузивов приурочиваются к верхам маньинской свиты, где они обычно чередуются с филлитовидными, часто туфогенными сланцами, содержащими прослойки карбонатных пород. Внутри этой верхней вулканогенной толщи маньинской свиты в последовательности напластований обычно наблюдается определенная закономерность.

Метаморфизованные пироксен-плагиоклазовые порфириты, диабазовые порфириты, спилиты и другие основные породы обычно составляют нижнюю часть вулканогенной толщи, а кислые эффузивы — фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и альбитофиры — ее верхнюю часть. В некоторых случаях отмечается чередование покровов кварцевых порфиров с покровами спилитов.

В районах развития вулканогенных фаций маньинской свиты широкое распространение получают жильные породы основного и кислого состава, по-видимому, близкие по возрасту к эффузивам; возможно, что в ряде случаев они представляют собой корни трещинных излияний.

Верхняя вулканогенная толща маньинской свиты при широком, в общем, ее распространении отмечается не во всех разрезах. В некоторых случаях ее отсутствие может быть объяснено последующим размывом толщи — при несогласном залегании базальной свиты ордовика и наличии в конгломератах последней галек эффузивов и туфов. В других же случаях отсутствие этой толщи, несомненно, объясняется замещением эффузивов и туфов породами осадочными и, в частности, карбонатно-сланцевой толщей.

Таким образом, выделяющаяся во многих местах в верху маньинской свиты сланцево-карбонатная толща (см. ниже) по своему стратиграфическому положению близка к верхней вулканогенной толще этой свиты или соответствует ей.

В пределах Полярного и Приполярного Урала в ряде мест, в породах верхней вулканогенной толщи (главным образом в метаморфизованных альбитофирах) отмечаются медноколчеданные рудопроявления, например в верховьях рек Нярмы, Кары, Усы, Паги, Кожима, в хребте Шайтан-Ньер (южное продолжение горы Тельпос-Из), на р. Иоутыне и в других пунктах; при этом содержание меди в отдельных штучных пробах достигает 1—3% (Миклухо-Маклай, Львов, 1960).

При слабом развитии или отсутствии описанной толщи эффузивов (как уже указывалось, эта толща в большинстве разрезов составляет лишь верхнюю часть свиты) маньинская свита состоит в основном либо из метаморфизованных осадочных, либо преимущественно из глубокоизмененных туфовулканогенных пород. В ее составе наиболее характерными являются две главнейшие фации: 1) фация пестрых и темноокрашенных различных филлитовых и кварцево-хлорит-слюдистых сланцев и 2) фация зеленых метаморфических, в основном вулканогенных, сланцев.

В некоторых разрезах филлитовые и слюдяно-хлоритовые сланцы чередуются со слюдистыми мраморизованными известняками и доломитами (рис. 20). Прослой карбонатных пород встречаются также и среди зеленых сланцев (р. Манья, приток р. Ляпина).

Фация пестрых и темноцветных углистых филлитовых сланцев и фация зеленых вулканогенных сланцев взаимно замещают друг друга. В разных районах преобладает тот или иной из указанных типов пород,

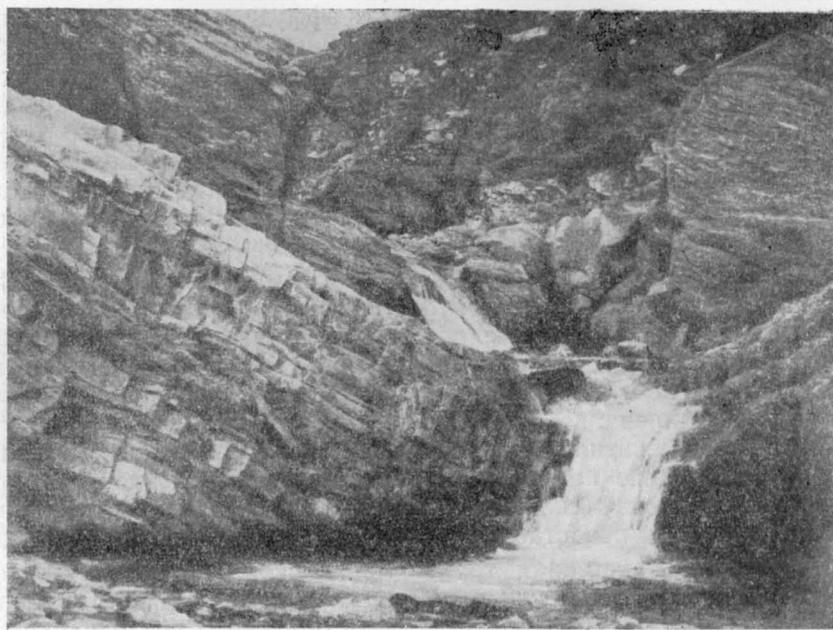


Рис. 20. Чередование филлитовидных сланцев, мраморов и микрокварцитов в составе маньинской свиты. Бассейн р. Немур-Юган. Полярный Урал (по Н. И. Поповичу)

но есть много разрезов, где они чередуются между собой (хребет Оче-Ныр, южная часть массива Тундер, район верховьев р. Ляпина, разрезы по р. Волье и др.); этим самым, в частности, доказывается синхроничность толщ пестрых филлитовидных и зеленых вулканогенных сланцев кембрия на севере Урала.

Пестроокрашенные — лиловые, малиновые, зелено-серые, травяно-зеленые, а также и темно-серые филлитовые и кварцево-слюдяно-хлоритовые (пелитогенные и бластоалевролитовые) сланцы наибольшим распространением пользуются на западном склоне Урала, но характерные лиловые и темно-фиолетовые разновидности их иногда встречаются и на восточном склоне.

Местами пестроцветные сланцы чередуются (в основном замещаются) с темно-серыми углистыми филлитовыми и углисто-кремнистыми сланцами. Темноокрашенные, до черных, иногда углистые, филлитовые сланцы, в частности, широко распространены в районе р. Манараги (верховья р. Косью) и на р. Нярме (нярминская свита).

Необходимо отметить, что сходные с маньинскими разновидности пестроцветных филлито-глинистых сланцев встречаются и в составе среднеордовикских отложений западного склона (в хыдейской свите); нередко они смешиваются. В данном случае нужно учитывать следую-

шие различия: 1) в ордовике пестрые и чередующиеся с ними темные филлитовидные сланцы нигде не достигают такой мощности, как сходная с ними толща маньинской свиты кембрия; 2) филлито-глинистые и филлитовые сланцы хыдейской свиты среднего ордовика заметно слабее метаморфизованы и всегда чередуются с песчаниками (в низу свиты) и известняками или известковыми сланцами (вверху свиты); 3) в хыдейской свите сланцев (главным образом в прослоях известняков) нередко встречаются остатки фауны ордовика (мшанки, брахиоподы, цистоидеи) и почти всегда присутствуют членики криноидей, отсутствующие в филлитовой толще кембрия.

Зеленые (вулканогенные) метаморфические сланцы наиболее широко распространены на восточном склоне Урала, но местами большие площади они занимают и на западном склоне Урала. В Приполярном Урале мощное развитие фация зеленых туфогенных сланцев имеет в районе хребта Туйтым-Ньер (к югу от горы Тельпос-Из), на правом берегу р. Торговой, в бассейне р. Большого Патока, в районе горы Сабля и на юге — в верховьях р. Подчерема.

На западном склоне Полярного Урала мощная свита зеленых сланцев, имеющая в своем составе рассланцованные порфириды и диабазы, развита во внутренних частях массивов Енганэ-Пэ и Манита-Нырды (бассейн р. Усы). Далее эта фация прослеживается на север близ осевой полосы Урала и особенно широко она развита в западном массиве Оче-Нырды, в бассейне р. Кары (Евдокимов, 1959).

Зеленые сланцы маньинской свиты, состоящие в основном из различных количественных комбинаций хлорита, актинолита, эпидота и альбита, по своему составу близки к метаморфизованным основным эффузивам и туфам вышеописанной верхней вулканогенной толщи, но они изменены значительно сильнее и в большинстве случаев не сохранили реликтов первоначальных структур. Значительная часть этих сланцев, при наличии хорошо выраженной слоистости, произошла, должно быть, из туффигов и туфов.

В южной части, в бассейне рек Илыча и Печоры, в составе маньинской свиты большое распространение получают серые и зеленовато-бурые филлитовидные сланцы, по составу сходные с вышеописанными сланцами бассейнов рек Щугора, Большого Патока и Усы, но отличающиеся от них отсутствием пестрой окраски. Наряду с этими сланцами здесь значительное развитие имеют и зеленые сланцы, среди которых, как правильно указала В. А. Варсанюфьева (1940), имеются различия с реликтами основных эффузивов. Вверху свиты здесь, как и в других районах, встречаются покровы кислых эффузивов типа кварцевых порфиров и альбитофигов (хребты Мань-Янг-Тумп, Торре-Порре-Из, в верховьях р. Большой Порожной, притока Печоры, и в других местах).

В верховьях р. Кожима и восточнее главного водораздельного хребта, в верховье р. Тынаготы, зеленые вулканогенные сланцы в маньинской свите составляют лишь подчиненные прослои. Здесь эта свита в основном состоит из темно-зеленых и голубовато-серых («сизых») серицит-хлорит-известковых и кварцево-эпидот-известковых сланцев, чередующихся с темно-серыми углистыми филлитами и светлоокрашенными, часто ленточнослоистыми и сланцеватыми мраморизованными известняками. Значительная часть этих известковистых пород произошла, по-видимому, за счет метаморфизма мергелистых пород. Среди сланцев имеются довольно мощные пачки и линзы толстослоистых серых, светло-серых и желтоватых мраморизованных водорослевых доломитов. Здесь же присутствуют и небольшой мощности покровы метаморфизованных кислых эффузивов.

Аналогичная толща карбонатных пород в чередовании с известковистыми хлорит-серицитовыми сланцами вверху маньинской свиты развита в ряде мест и на Полярном Урале, например в верховьях р. Щучьей севернее оз. Большого Щучьего и в бассейне р. Немур.

Выходы маньинской свиты имеются и в верховьях рек Малой и Большой Хей-яхи (Лонгот-Югана), где А. В. Хабаковым в мраморизованных известняках обнаружены водоросли *Collenia* aff. *maslovi* V o l o g d.

Из приведенного обзора очевидно, что сланцево-карбонатная толща маньинской свиты прослеживается на большом протяжении на Урале и в Полярном Урале.

Во многих выходах карбонатных пород маньинской свиты на западном склоне Приполярного Урала хорошо заметна органогенная структура пород, обусловленная присутствием скелетных образований известковых водорослей. Наиболее часто встречаются строматолитовые водоросли, представленные главным образом родом *Collenia*, а также онколиты, среди которых В. П. Масловым установлено присутствие *Osagia* sp. nov. aff. *sibirica* M a s l.

В этих же карбонатных породах М. М. Ермолаев обнаружил нитчатые водоросли, среди которых А. Г. Вологдиным определены среднекембрийские формы *Epiphyton faciculatum* C h a m p. и *Razumovskya* sp. В известняках верховьев р. Хей-яхи А. В. Хабаковым указывается *Collenia* aff. *maslovi* V o l o g d.

В мраморизованных известняках и доломитах, выступающих на р. Хаталамбе (левый приток р. Кожима), из коллекции К. А. Львова А. Г. Вологдин обнаружил наряду с водорослями и другими неопределимыми остатками присутствие мелких археоциат, из которых один представитель совершенно ясен и имеет несколько перегородок (род *Archaeocyathus*). Из другого образца им же обнаружен маленький кубок археоциата, с двумя ясными стенками и пятью-шестью перегородками; обычен для рода археоциатус (ныне *Ajacicyathus*); из коллекции К. П. Евсеева им же был установлен кубок археоциата, близкого к *Urcyathus artus* V o l o g d. и известного из торгашинского горизонта кембрия Сибири.

Из того же района в мраморизованных известняках установлено наличие водорослей *Renalcis* sp. и *Epiphyton* sp., известных из низов среднего кембрия и реже в нижнем кембрии Сибири.

Наконец, из прослоя известняка среди углистых филлитов няринской свиты (соответствует нижней толще маньинской свиты) из коллекции К. А. Львова были определены К. Н. Конишковым *Loculocyathus* sp., а А. Г. Вологдиным *Protopharetra* и примитивные одностенные радиолярии.

Таким образом, в составе маньинской свиты, кроме нижнего кембрия (если археоциатовую фауну принимать за нижнекембрийскую), возможно, также имеются слои и среднего кембрия. Мощность маньинской свиты весьма непостоянна. В случаях преимущественного развития в ее составе осадочно-метаморфических пород мощность свиты не превышает 800—1000 м, при большом развитии эффузивов она сильно возрастает, достигая 2000—2500 м.

Ниже дается петрографическое описание главнейших типов пород маньинской свиты.

Филлитовые сланцы нередко составляют большую часть маньинской свиты или же встречаются в чередовании с зелеными и вулканогенными сланцами. Среди этих сланцев широко распространены пестроокрашенные разности — малиновые, лиловые, различных оттенков зеленые, буроватые и др.; обычны также темно-серые, до черных, сланцы.

В составе пестрых сланцев нередко в заметном количестве содержится примесь тонкозернистого туфогенного материала. Зеленые сланцы в значительном количестве содержат хлорит, а темно-серые и черные — примесь углистого вещества.

Все эти разновидности характеризуются резко выраженной сланцеватой текстурой — листоватой и тонкоплитчатой, иногда микрослоистой. Они имеют бластопелитовую и бластоалевритовую структуру, изредка встречаются разности с мелкозернистой бластосаммитовой структурой метаморфизованных песчаников. Филлитовые сланцы состоят преимущественно из тонкозернистого кварца, хлорита, серицита и мусковита. Филлитоглинистые сланцы в основном образованы серицитизированным глинистым веществом с примесью зерен кварца и альбига.

Красноватые сланцы, особенно их бластосаммитовые разности, характеризуются значительной примесью тонких обломков кремнистых пород, обломочков основной массы кварцевых порфиров и порфиритов, а также тонкозернистого или пылевидного гематита.

Темно-серые и черные сланцы встречаются главным образом в низах маньинской свиты. Не отличаясь по составу главных породообразующих минералов от пестроцветных филлитов, они содержат заметную примесь пылевидного углистого вещества: либо равномерно рассеянного в породе, либо образующего тонкие нитевидные прослойки среди кварц-хлорит-серицитовой основной массы. Некоторые разновидности их состоят преимущественно из тонкозернистого кварца с небольшой примесью мелкозернистого серицита и углистого вещества (выходы на р. Макараге, а также на р. Нярге, где они относятся к нярминской свите).

Филлитизированные тонкозернистые, неясно сланцеватые известковистые породы, часто замещающие пестрые филлиты, состоят преимущественно из хлорита, слюды и кальцита. Кальцит обычно образует тонкие, иногда линзовидные, прослойки или реже отдельные сильно вытянутые по слоистости зерна; иногда в этих сланцах в значительном количестве присутствует эпидот.

Карбонатные породы представлены двумя основными типами: тонкокристаллическими доломитами, часто кремнистыми, и слюдисто-хлоритовыми крупнокристаллическими мраморами и мраморизованными известняками, часто углистыми.

Доломиты состоят из мелкозернистого агрегата кристаллов доломита с небольшой примесью кальцита. Кальцит образует нередко также тонкие прожилки, заполняющие трещинки в породе. Во многих случаях среди карбонатов в значительном количестве присутствует тонкозернистый кварц, а также листочки мусковита и в некоторых случаях углистое вещество.

Мраморы состоят из крупнокристаллического агрегата кальцита, обычно с большой примесью мусковита, серицита, хлорита, а в некоторых образцах и кварца. Слюда и хлорит часто образуют в породе тонкие прослойки; более мелкозернистые их разности обычно сильно углисты.

Зеленые сланцы встречаются в переслаивании с филлитами или образуют мощные толщи довольно однородного состава. Эти породы состоят в основном из актинолита, эпидота, хлорита и альбита (с преобладанием того или иного минерала); второстепенные минералы: рудный минерал, лейкоксен, сфен, соссорит, а в некоторых разностях также кварц. В зависимости от характера главного минерала и соотношений породообразующих минералов в породах различаются следующие структуры: нематобластовая, гетеробластовая, гранобластовая, ле-

пидобластовая, порфиробластовая. В очень редких случаях можно наблюдать реликтовые структуры измененных эффузивов — бластопорфировую, бластотрахитовую и офитовую и чаще — кластические структуры измененных туфов.

По минералогическому составу и структуре среди зеленых сланцев выделяются следующие разновидности: 1) альбит-хлорит-эпидотовые и актинолит-эпидотовые сланцы; 2) альбит-эпидот-актинолитовые, альбит-кварцево-эпидот-актинолитовые, эпидот-роговообманковые и соссюрит-роговообманковые сланцы; 3) эпидот-альбит-хлоритовые, альбит-роговообманково-хлоритовые, альбит-кварцево-эпидот-хлоритовые, кальцит-эпидот-хлоритовые, эпидот-хлоритовые и хлоритовые сланцы.

Метаморфизованные порфириды и спилиты наибольшее распространение имеют в бассейне р. Патока (хребет Сабля), а также на крайнем севере Урала в бассейне р. Кары (хребет Оче-Ныр), в районах рек Нярмы-Бедамельской, Падераты и др.

Толщи этих пород небольшой мощности, залегающие в верху свиты, встречаются в пределах всей описываемой территории Урала. По минералогическому составу они чрезвычайно близки к зеленым сланцам, но в отличие от последних в них всегда можно различать первоначальные структуры — порфировую и реже трахитоидную. Из первичных минералов иногда сохраняются плагиоклаз, обычно альбитизированный, и клинопироксен.

В породах, обладающих порфировой структурой, вкрапленники представлены иногда клинопироксеном и альбитизированным плагиоклазом, но обычно наблюдаются лишь очертания этих минералов, замещенных новообразованиями: пироксен—актинолитом и хлоритом, а плагиоклаз — альбитом и агрегатом, состоящим из эпидота, серицита и пренита. Структура основной массы микролитовая или нематобластическая, участками пилотакситовая. Основная масса состоит из хлорита, альбита, актинолита, эпидота, лейкоксена и рудного минерала.

Довольно часто встречаются разности со спилитовой структурой. Эти породы состоят из массы беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза и призмочек роговой обманки, лишенной вкрапленников; в других же разностях можно видеть гломеропорфировые радиально-лучистые скопления плагиоклаза, а в основной массе — участки вулканического стекла.

В чередовании с описанными породами встречаются разности, имеющие бластокластическую и бластосаммитовую структуры. По составу они соответствуют вышеописанным эффузивам, а структура указывает на происхождение их из туфов и туффитов.

Фельзиты и фельзитовые порфиры слагают обычно самую верхнюю часть вулканогенной толщи маньинской свиты. Они, как наиболее стойкие в отношении процессов выветривания породы, обычно образуют резко выступающие на вершинах и склонах гребни и гребешки. Это серые и светло-зеленоватые породы с хорошо развитой плитчатой отдельностью и иногда с эвтакситовой текстурой. Распространены как плотные разности без вкрапленников, так и порфировые, в которых вкрапленники заметны и макроскопически. Фенокристаллы в порфировых разностях представлены чаще альбитом и реже кварцем, иногда антипертитом; размеры их изменяются от 0,5 до 4,0 мм. Вкрапленники альбита имеют изометрическую или таблитчатую форму, они часто серицитизированы.

Основная масса состоит из тех же минералов с примесью рудного минерала, циркона, апатита и титанита. Из вторичных минералов присутствуют: серицит, эпидот, карбонат, хлорит, биотит и соссюрит. Струк-

тура пород афировая и спорадофировая, иногда гломеропорфировая. Структура основной массы фельзитовая, иногда с участками микропиклитоидной и сферолитовой.

В метаморфизованных разностях пород основная масса перекристаллизована и характеризуется гранобластовой и лепидобластовой структурами, а вкрапленники встречаются лишь в виде реликтов. Так же как и с основными породами, с кислыми эффузивами связаны близкие к ним по составу кластические породы — туфы, а местами и характерные кремнистые сланцы.

Верхняя серия

К верхней серии кембрия, которая условно может быть отнесена к верхнему кембрию, относится толща полимиктовых песчаников, гравиных конгломератов и иногда вулканогенных сланцев, несогласно перекрываемая свитой красно-серых кварцитовидных песчаников и конгломератов нижнего ордовика. Она выделяется в бассейне верхнего течения р. Кары, а также в бассейне рек Усы, Байдарата и Щучей.

Сходные по своему составу породы — полимиктовые главным образом граувакковые песчаники и филлито-глинистые сланцы в Приполярном Урале встречаются в районе хребта Туйтым-Ньер (бассейн р. Шугора), на крайнем севере Урала, в бассейне р. Ою (Яха) и на побережье Байдарацкой губы. Это широко распространенные толщи метаморфизованных полимиктовых песчаников и серицито-глинистых сланцев с прослоями конгломератов и известняков; в прослоях последних на северной окраине Урала Б. Я. Осадчевым обнаружены остатки брахиопод *Billingsella* sp. кембрийского облика (по заключению О. А. Андреевой). Соотношение этой «биллингселловой» свиты со свитой красно-серых кварцито-песчаников (минисейской — тельпосской) нижнего ордовика точно не выяснено. Сведения, приведенные в литературе, дают возможность предположить, что «биллингселловая» свита, вероятно, залегает ниже тельпосской свиты нижнего ордовика (Львов, 1959; Малашевский и Попович, 1961).

В таком случае по своему стратиграфическому положению она может быть отнесена к верхнему кембрию. На крайнем юге Урала (Орско-Халиловский район) сходное положение в разрезе занимает так называемая гаушская свита с остатками *Eoorthis* ex gr. *christianiae* (Кјег.), близкая к «биллингселловой» свите и по составу (Херасков, Милановский, 1953).

Таким образом, на протяжении всего Урала между нижним ордовиком и средним (?) кембрием спорадически появляется толща терригенных, часто полимиктовых пород, ограниченная сверху и снизу поверхностями несогласия. Вследствие перерыва или последующего размыва она из разреза доордовикских отложений часто выпадает.

Кембрийские отложения Урала совместно с подстилающими их протерозойскими образованиями до отложения ордовика подверглись интенсивному складкообразованию (салаирский цикл). Эти тектонические движения отмечаются крупным несогласием между кембрием и ордовиком при глубоком местами размыве толщи кембрия, породы которого в этих случаях в виде обильных галек встречаются в конгломератах нижнего ордовика. Кембрийские отложения прорываются многочисленными кислыми, средними и основными образованиями того же салаирского вулканического цикла, завершившего кембрийский этап развития Уральской геосинклинали.

Пай-Хой

Метаморфические образования Пай-Хоя слагают водораздельную область Югорского полуострова, простирающуюся от берегов Югорского Шара, до верховьев р. Ою (Великая). Далее к юго-востоку они погружаются под отложения ордовика. Стратиграфия метаморфической толщи пока слабо изучена. По описаниям Б. Б. Чернышева, а также Е. А. Кузнецова и К. И. Асташенко, она может быть расчленена на три свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя свита метаморфического комплекса Пай-Хоя, которую относят к кембрию, представлена серыми филлитовыми и серицито-глинистыми сланцами с прослоями зеленых туфогенных песчаников, розовато-серых кварцито-песчаников, зеленых и лиловых туффитов и туфов, порфиритов и альбитофиров, с редкими маломощными прослоями песчанистого известняка. Нижняя граница свиты неизвестна. Видимая мощность ее достигает 600 м. Сланцы состоят из серицита, хлорита и глинистого вещества, иногда с примесью тонкозернистого кварца и обломочков эффузивов.

Зеленые туфогенные песчаники сложены в основном обломочками различных эффузивов, с фельзитовой, сферолитовой или андезитовой основной массой и вкрапленниками серицитизированного альбита; к эффузивам присоединяются зерна их минералов, а иногда также значительное количество угловатых или окатанных зерен кварца. Цемент состоит из тонкозернистой массы, в общем, того же состава, что и обломочный материал; иногда он представлен серицитизированным глинистым веществом, нередко со значительной примесью кальцита.

С описанными песчаниками переслаиваются зеленые и лиловые туфы и туффиты. В составе их присутствуют обломочки эффузивов вместе с тем или иным количеством обломочного материала осадочного происхождения. В них развиты процессы эпидотизации и хлоритизации. Тонкозернистые разности этих пород имеют характер глинистых сланцев; некоторые разности яшмовидные. Эффузивные породы по составу относятся к породам типа альбитофиров. Кислые разности их представлены фельзитовыми порфирами и кварцевыми порфирами с фельзитовой и сферолитовой основной массой, с вкрапленниками серицитизированного альбита и реже кварца.

Как видно из описания литологического характера главнейших пород, слагающих нижнюю свиту метаморфической толщи Пай-Хоя, по своему составу они весьма близки породам маньинской свиты западного склона Приполярного Урала (бассейн р. Щугора). На западном склоне Урала подобный комплекс пород несогласно перекрывается тельпосской конгломерато-кварцитовой свитой ордовика и относится к нижнему и среднему кембрию.

На Пай-Хое такого резкого несогласия пока не отмечалось, но и здесь выше охарактеризованной свиты залегает мощная толща (до 150—200 м) полимиктовых конгломератов с гальками подстилающих пород, в свою очередь перекрываемая песчаниково-кварцитовой толщей.

Наличие стратиграфического несогласия между нижней свитой метаморфических сланцев кембрия и ордовикской толщей фаунистически охарактеризованных известняков в районе мыса Лаккар-Сале подтверждается новейшими данными В. И. Устрицкого и др.

Приводимый Б. Б. Чернышевым пример тектонического контакта между упомянутыми толщами лишь усложняет понятие о структурных отношениях между нижней свитой метаморфических сланцев и ордовиком Пай-Хоя и не дает основания отрицать наличие между ними

стратиграфического несогласия. В этом отношении Пай-Хой ничем существенно не отличается от западного склона Урала, где теперь повсеместно установлено несогласие между ордовиком и более древними отложениями.

Ордовикские отложения

Урал

Значительная часть метаморфической толщи Северного, Приполярного и Полярного Урала относится к ордовикю. В некоторых районах Урала, в местах погружения оси Центрального антиклинория, к ордовикю принадлежит большая часть выступающей на дневную поверхность толщи метаморфических образований, причем не только в пределах западного склона, но и в осевой полосе его.

Фауна нижних ярусов ордовика в верхней части метаморфической толщи теперь обнаружена во многих местах описываемой территории — на пространстве от истоков р. Печоры до бассейна р. Кары и побережья Байдарацкой губы. В других местах западного склона, где органические остатки низов ордовика пока неизвестны, возраст этой части метаморфической толщи определяется по согласному ее залеганию под толщей карбонатных пород с фауной верхних ярусов ордовика и путем сопоставления с палеонтологически охарактеризованными разрезами других районов. Комплекс метаморфизованных ордовикских отложений в северной части Урала достигает большой мощности, местами превышающей 2—2,5 км.

Нижеордовикские отложения залегают несогласно на подстилающих толщах кембрия и по времени своего образования отделяются от последних фазой складчатости и интрузивной деятельности (рис. 21). Верхняя граница ордовика на протяжении всего западного склона описываемой территории Урала нечеткая. Верхняя, обычно карбонатная, толща ордовика в большинстве разрезов покрывается карбонатной же толщей силура без видимых следов перерыва. Нижней, базальной, свитой метаморфизованных пород ордовика начинается новый этап осадкообразования, а весь разрез его отвечает полному трансгрессивному циклу отложений: начинаясь снизу свитой грубообломочных пород и сменяясь выше тонкозернистыми отложениями, он вверху обычно заканчивается толщей карбонатных (органигенных) пород.

На большем протяжении описываемой части Урала ордовикские отложения претерпевают заметные фациальные изменения. Однако указанный выше характер строения их разреза, отвечающий трансгрессивному развитию процесса осадкообразования, здесь повсюду выдерживается.

Наиболее существенные фациальные изменения в составе метаморфизованного ордовика наблюдаются в широтном направлении, т. е. от фаций западного склона Урала к фациям восточного. Тем не менее заметные фациальные изменения отложений прослеживаются и по простиранию толщ ордовика в пределах одних и тех же структурных зон.

Главнейшие фациальные изменения состоят в том, что метаморфизованные грубые псефито-псаммитовые породы нижней свиты ордовика в значительной своей части замещаются более тонкозернистыми алеврито-пелитовыми осадками, затем терригенные породы средней свиты ордовика восточных разрезов в значительной своей части на западе замещаются карбонатными породами. Среди осадочных отложений здесь появляются также покровные толщи эффузивов.

Наибольшие изменения литологического состава и колебания мощности осадков отмечаются для нижней базальной конгломерато-песча-

никовой свиты. Установленное в некоторых местах выпадение этой свиты из разрезов или резкое сокращение ее мощности объясняется выклиниванием осадков в зонах древних поднятий, возникших в предшествовавшую фазу складчатости. Такие поднятия, по-видимому, сохранялись в начале ордовика на большом протяжении центральной полосы Урала, где нередко наблюдается резкое сокращение мощности или даже полное выклинивание нижней свиты ордовика.

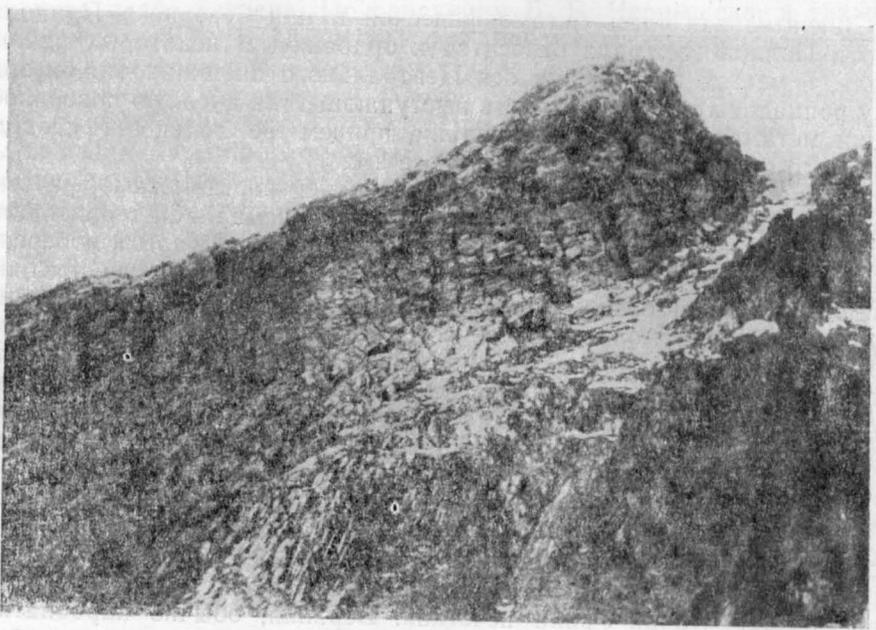


Рис. 21. Несогласное залегание конгломератов и кварцитов тельпосской свиты нижнего ордовика на филлитовых сланцах маньинской свиты нижнего—среднего кембрия. Правобережье р. Малой Пайпуды (по Ю. Б. Евдокимову)

Фациально наиболее выдержанной по простиранию в западной структурной зоне, на отрезке от истоков р. Печоры до верховьев р. Кары, является верхняя карбонатная свита ордовика. На всей площади своего распространения эта свита отражает однообразие условий завершающего этапа трансгрессивного развития ордовикского бассейна.

В Приполярном Урале (бассейн рек Кожима, Щугора и др.) и в описываемой части Северного Урала (бассейн рек Илыча и Печоры) ордовикские отложения расчленяются на три свиты: тельпосскую — в основном конгломерато-песчаниковую, хыдейскую — сланцевую и щугорскую — карбонатную. Две нижние свиты, представленные в основном терригенными, довольно измененными отложениями, охарактеризованы палеонтологически сравнительно слабо (особенно в восточных зонах их развития). Находки фауны нижнего и среднего отделов ордовика в этих свитах имеются во многих пунктах западного склона Северного, Приполярного и Полярного Урала. В верхней карбонатной свите разнообразные органические остатки встречаются повсеместно, иногда в изобилии, и в массе своей они значительно лучшей сохранности, чем фауна первых двух свит.

Разрез ордовикских отложений Приполярного Урала, как наиболее полный и детально изученный, в данном очерке принят за основу.

Верхняя карбонатная свита ордовика более детально описана в главе «Ордовикская и силурийская системы».

С некоторыми фациальными изменениями указанные свиты и весь разрез в целом прослеживаются в бассейне рек Ильча и Печоры и в Полярном Урале, через бассейн рек Усы и Кары до Байдарацкой губы, где они были изучены Б. Я. Осадчевым.

Такого же типа разрез ордовика позднее был установлен К. А. Львовым в бассейне р. Вишеры на Северном Урале. Аналогичный



Рис. 22. Чередование кварцитовидных песчаников и филлитизированных глинистых сланцев тельпосской свиты. Верховье р. Малой Усы (по Н. И. Поповичу)

комплекс ордовикских отложений на Среднем Урале был изучен А. Н. Ивановым и Е. И. Мягковой (1950). Для ордовика Среднего Урала названные исследователи дают также трехчленное деление. Все это должно указывать на выдержанность общего характера разреза ордовикских отложений на западном склоне Урала на огромном протяжении.

Тельпосская свита. В пределах описываемой территории как на западном склоне, так и в водораздельной полосе (от истоков р. Печоры на юге до побережья Байдарацкой губы на севере) прослеживается мощная толща метаморфизованных кварцевых, аркозовых и граувакковых песчаников (или кварцитов), конгломератов и подчиненных им филлитизированных глинистых сланцев, залегающих несогласно на подстилающих более древних отложениях (рис. 22).

Эта толща в районе горы Тельпос-Из (бассейн р. Щугора) К. А. Львовым в 1940 г. была выделена под названием тельпосской свиты. Здесь в ней впервые была обнаружена ордовикская фауна (*Obolelidae* и строматопоры из рода *Labechia*). Несколько ранее К. А. Львовым и Н. А. Сириным соответствующий комплекс пород, отнесенный ими к верхнему кембрию — нижнему ордовику, был выделен в самом верху метаморфической толщи на восточном склоне в Ляпинском крае

(Волков, 1938; Сири́н, 1945) и затем А. В. Хабаковым (1945) на Полярном Урале, в бассейне р. Кары. Последний выделил их как свиту красно-серых кварцитов, отнесенную им к кембрию и залегающую, по его мнению, в нижней части метаморфической серии Полярного Урала.

Позднее К. Г. Войновский-Кригер (1945) в составе метаморфической серии выделил подобную же свиту розовых кварцитовидных песчаников на хребте Енганэ-Пэ, в бассейне р. Усы и предположительно отнес ее к ордовику. В дальнейшем при геологических съемках эта свита была выделена во многих районах Северного и Приполярного Урала А. А. Чумаковым, М. Е. Ненаховым, К. А. Львовым, Г. А. Черновым, В. В. Меннером, М. Е. Раабен, В. В. Маркиным и Б. Я. Осадчевым, при этом окончательно был установлен нижнеордовикский возраст верхней ее части.

В пределах описываемой территории Урала тельпосская свита состоит из наиболее прочных пород, поэтому кварцитовидные песчаники тельпосской свиты обычно слагают большинство господствующих вершин и хребтов западного склона и водораздельной полосы Урала.

В бассейне р. Щугора тельпосской свитой сложены гора Тельпос-Из, главная водораздельная гряда Урала, а также многие вершины и высокие гряды в районе верховьев р. Большого Патока, протягивающиеся к верховьям р. Вангыра, и далее к северу ряд крупных вершин до верховьев р. Кожима, где они заканчиваются крупным горным массивом Сана-Из.

Севернее верховьев р. Кожима, в Полярном Урале, тельпосская свита выступает в горных массивах Енганэ-Пэ и Манита-Нырды (бассейн р. Усы). Отсюда в виде нескольких меридиональных гряд она протягивается к истокам рек Усы и Щучьей. Еще севернее, в бассейне р. Кары, тельпосской свитой сложена господствующая здесь горная гряда хребта Минисей — Константинов Камень, а также ряд крупных вершин, расположенных восточнее ее.

В южной части описываемой территории, в бассейнах рек Илыча и Печоры, эта же свита слагает западный хребет горной полосы Яны-Хамбу-Ньер и ряд наиболее крупных возвышенностей, расположенных восточнее.

Нижняя граница тельпосской свиты отмечается несогласным залеганием ее нижней базальной толщи конгломератов на различных толщах кембрия. Резкое угловое несогласие с подстилающими породами теперь известно во многих разрезах от бассейна р. Щугора на юге и до бассейна р. Кары; в частности, оно зафиксировано в массивах Тельпос—Из, Манараги, Енганэ-Пэ, Манита-Нырды и по гряде хребта Минисей.

Глубокий разрыв, предшествовавший отложению тельпосской свиты, подчеркивается залеганием ее местами на кварцитах хобейнской свиты кембрия, а также наличием в составе конгломератов галек и валунов гранитов, прорывающих отложения кембрия.

Верхняя граница тельпосской свиты менее отчетлива. Она проводится вслед за сменой толщи лилово-серых кварцито-песчаников толщей чередующихся слоев зелено-серых слюдисто-глинистых сланцев и бурых кварцевых песчаников, иногда содержащих обильную фауну брахиопод (*Angarella*) и головоногих (*Endoceras* и др.).

Тельпосская свита, несмотря на свою замечательную выдержанность и характерность, как нижнего стратиграфического члена ордовикских отложений, отличается в то же время большой изменчивостью петрографического состава и мощности. Последняя варьирует в пределах от 300 до 2500 м; в области древних островных поднятий она совсем выпадает из разреза.

В западных передовых хребтах Урала мощность тельпосской свиты нередко достигает до 1500—2500 м, в центральной зоне она снижается до 300—600 м (а местами нацело выклинивается). Такие резкие колебания мощности и выклинивание базальной тельпосской свиты обусловлены сложным рельефом, возникшим в предшествующую эпоху тектонических движений, и быстрым опусканием суши при последующей ордовикской трансгрессии.

Изменения литологического состава тельпосской свиты отмечаются по простиранию (в пределах одной структурной зоны) и в особенности вкрест простирания (при переходе от одной зоны к другой). В направлении с запада на восток наряду с уменьшением мощности свиты наблюдается закономерная смена грубообломочных пород более мелкозернистыми, увеличивается роль полимиктовых песчаников, большее распространение получают туфогенные, а на восточном склоне и эффузивные породы. Вместе с тем в восточных выходах тельпосской свиты в составе терригенных отложений увеличивается роль обломочного материала местного происхождения, т. е. продуктов размыва подстилающих отложений кембрия, чаще встречаются гальки, а иногда и крупные валуны гранитов и других интрузивных пород, прорывающих нижележащие толщи.

Отмечаются и некоторые другие изменения пород в направлении с запада на восток: исчезает, например, характерная для западных разрезов красноватая и лиловая окраска пород, что обусловлено исчезновением распыленного гематита и других пигментирующих примесей окислов железа, обильных на западе; в кварцитах появляется обильная примесь хлорита и эпидота, резко возрастает степень метаморфизма пород и их рассланцевание.

Некоторые отступления от общей закономерности изменений осадков, связанные, по-видимому, с наличием островных поднятий внутри нижнеордовикского бассейна, располагавшихся преимущественно в центральной полосе Урала. В свою очередь устойчивые и направленные изменения в составе и мощности тельпосской свиты западных и восточных зон ее развития могут указывать на то, что в западной структурной зоне снос обломочного материала происходил в основном с запада за счет размыва гористой суши (она должна была возникнуть в предыдущую фазу складчатости). Главная масса продуктов размыва отлагалась в зоне западного краевого прогиба, где наблюдаются максимальные мощности свиты. Несколько восточнее, в пределах современной водораздельной полосы Урала, располагалась, вероятно, зона островных поднятий, размыв которых и мог давать значительную примесь местного крупнообломочного материала в породах тельпосской свиты этой полосы. Еще восточнее начиналась уже область внутреннего геосинклинального трога, где отлагались мелкозернистые терригенные, а также кремнистые осадки в чередовании с вулканогенными образованиями.

В связи с существенными фаціальными различиями и быстрым изменением разрезы тельпосской свиты удобнее рассмотреть для отдельных районов. Однако раньше необходимо охарактеризовать два основных типа разрезов, соответствующих западной и восточной зонам ее распространения в пределах описываемой территории.

Под западной зоной здесь понимается полоса передовых хребтов горной области и отдельные западные горные массивы: Яны-Хамбуньер, гора Тельпос-Из, Малды и Саледы, Енганэ-Пэ, хребет Минисей и др. Восточная зона охватывает собственно водораздельную область и прилегающую к ней часть восточного склона.

В западной зоне тельпосская свита имеет максимальную мощность и состоит в основном из красновато-серых, розоватых и серо-фиолетовых, часто грубозернистых (гравийных) и неравнозернистых кварцитовидных, преимущественно кварцевых и реже аркозовых и полимиктовых песчаников, часто косослоистых, и подчиненных им конгломератов, преимущественно кварцево-кварцитовых. Среди этих пород присутствуют прослои серицито-глинистых сланцев, обычно пестрой окраски: оливково-зеленых, лиловых, малиновых и кирпично-красных. Среди песчаников нередко встречаются темно-красные железистые кварцито-песчаники, иногда полосчатые, в которых тонкие ленточные прослойки состоят из преобладающего гематита (верховья р. Выра-ю, притока Патока, район р. Вангыра и др.).

В верхней половине свиты обнаруживаются также прослои слюдяного или песчаного известняка небольшой мощности с плохо сохранившимися органическими остатками.

Внизу свиты обычно залегает довольно мощная (до 100—150 м) толща крупногалечникового конгломерата, в котором наряду с преобладающими гальками жильного кварца и кварцита встречаются редкие гальки гранитоидов, зеленых сланцев, кварцево-гематитовых сланцев и других пород. Пачки и линзы конгломератов встречаются также и в средних горизонтах свиты, но обычно имеют небольшую мощность и быстро выклиниваются. Однако имеются и исключения; так, например, на южных склонах массива Россомаха (верховья р. Кожима) толща конгломератов в средней части свиты достигает большой мощности и довольно выдержана по простиранию.

В восточной зоне мощность свиты значительно меньше, чем в западной. Здесь наряду с кварцевыми песчаниками (кварцитами) значительную роль приобретают метаморфизованные полимиктовые, в том числе граувакковые, песчаники, а в нижней части свиты и аркозовые. Кварцитовидные породы в восточной зоне имеют преимущественно светло-серую, до белой, буроватую и светло-зеленоватую окраску, изредка с фиолетовым оттенком, так характерным для пород западной зоны¹. В верхней части свиты большое значение приобретают зеленые туфогенные сланцы, чередующиеся с кварцево-хлорит-серицитовыми и серицит-кварцевыми сланцами, обычно плейчатыми.

В основании свиты в восточной зоне, как и на западе, присутствует толща конгломератов, но обычно значительно меньшей мощности. Для примыкающей части восточного склона (например, в верховьях р. Большой Тынаготы) характерны зеленые сильно рассланцованные конгломераты. В них резко преобладает сланцеватая масса цемента, нередко грауваккового состава, в которой заключены отдельные (не соприкасающиеся) гальки и, что особенно характерно, крупные валуны различных пород; преобладают гальки аркозовых и слюдяных кварцитов и слюдяно-кварцитовых сланцев, подобных известным в хобеинской свите кембрия. В меньшем количестве присутствуют гальки зеленых сланцев, встречаются гальки доломита, альбитофира, гранит-порфира и гранита (последние иногда в виде крупных валунов). Таким образом, конгломераты в этой зоне имеют резко выраженный полимиктовый состав с преобладанием в них галек местных (уральских) пород. В западной зоне в конгломератах резко преобладают гальки жильного кварца и сливного кварцита, однако и здесь в базальных конгломератах обнаруживаются гальки аркозовых кварцитов типа хобеинских

¹ В южной части описываемой территории такие светлоокрашенные породы распространены и в западной зоне, где совсем не встречается темно-фиолетовых разновидностей железистых песчаников, развитых в более северных районах.

(р. Большой Паток), доломитов (гора Россомаха), фельзит-порфиоров и гранитов (горы Тельпос-Из и Уута).

Породы тельпосской свиты в восточной зоне метаморфизованы и интенсивно рассланцованы, органических остатков в них пока не встречено. Наоборот, в западной зоне тельпосская свита состоит из слабоизмененных, по существу, нормальноосадочных пород с различными органическими остатками.

Так, в известковистых песчаниках и прослоях слюдястого известняка в средней части свиты в западном крыле Тельпосской антиклинали (бассейне р. Тельпос-ю) были встречены членики криноидей, обломки раковин брахиопод, по определению А. Ф. Лесниковой, из семейства *Obolidae*, представители рода *Finkelburgia*, а также строматопоронидей, отнесенные В. И. Яворским к роду *Labechia*. В песчаниках верхнего горизонта свиты, в верховьях рек Манарага, Косью, Кожима, в хребтах Малды, Саледы и других местах обнаружены остатки брахиопод *Angarella* nov. sp. и головоногих *Orthoceras* sp. и *Spyroceras* sp. Указанные органические остатки определяют нижнеордовикский возраст свиты.

Кроме рассмотренных различий тельпосской свиты западной и восточной фациальных зон, т. е. вкрест простирания складчатости, заметные фациальные изменения ее прослеживаются и по простиранию, в пределах, например, западной зоны. Наиболее типичными изменениями являются: замещение почти всех чисто кварцевых песчаников аркозовыми (особенно в районах развития салаирских гранитов) или полимиктовыми песчаниками, уменьшение или увеличение в составе свиты значения тонкозернистых сланцеватых пород (филлитов-глинистых сланцев), изменение окраски пород, зависящее от наличия или отсутствия в породах пигментирующих примесей (главным образом окислов железа).

Рассмотрим строение тельпосской свиты в отдельных районах описываемой территории Урала.

1. Район горы Тельпос-Из и ее восточных отрогов (гора Уута). Тельпосская свита была впервые выделена в районе горы Тельпос-Из. Здесь она прекрасно обнажена в многочисленных ущельях, прорезающих северный и западный склоны этого горного массива. В общем виде разрез тельпосской свиты представляет следующую последовательность напластований.

1. Несогласно, на размытой поверхности зеленых и пестрых сланцев или на метаморфизованных фельзит-порфирах (гора Уута) залегает нижняя толща тельпосской свиты — лиловато-серые преимущественно кварцитовые и частью полимиктовые конгломераты мощностью 50—150 м.

Конгломераты массивные, толстослоистые и в нижней части сланцеватые. Галька конгломерата обычно округлая — чаще яйцевидная и реже уплощенная. В одних случаях преобладают мелкогалечные конгломераты, с величиной галек от 1 до 5 см, а также гравийные, в других — крупногалечные, с размером галек от 10—12 до 20 см. Конгломераты имеют пестрый состав. Преобладают гальки светло-серых, розоватых и белых слюдястых, иногда аркозовых кварцитов, а также гальки жильного кварца; в меньшем количестве присутствуют более мелкие и хуже окатанные гальки слюдясто-кварцитовых и кремнистых сланцев, фельзитов, альбитофиоров и слюдястых полимиктовых песчаников (алевролитов); изредка — гальки микроклин-микрпертитового и плагиоклазового гранита, гранит-аплита и гранит-порфира.

Цемент конгломерата часто гравийный, неравномерозернистый; представлен он слюдясто-кварцевым или полимиктовым песчаником,

реже цемент серицито-глинистый с примесью пылевидного гематита.

В базальном конгломерате тельпосской свиты присутствуют породы многих более древних свит, что говорит за глубокий местами размыв подстилающих тельпосскую свиту отложений. Присутствие галек гранита свидетельствует о наличии на Урале доордовикских интрузий гранитов, вскрытых денудацией к моменту образования указанной базальной толщи нижнего ордовика.

2. Выше конгломератов залегает толща мощностью от 400 до 600 м лиловых и реже грязно-серых толстослоистых и сланцеватых слюдястых, кварцевых и полимиктовых метаморфизованных песчаников, иногда известковистых. Внизу толщи имеются подчиненные песчаникам прослой лиловых, вишнево-красных и зеленовато-серых серицито-глинистых и известково-глинистых сланцев, в которых были встречены членики криноидей.

3. Над толщей песчаников во многих разрезах района залегает толща мелкогалечных или гравийных полимиктовых конгломератов непостоянной мощности. Наряду с гальками кварца, кварцита и слюдисто-кварцитового сланца в них в сравнительно большом количестве присутствуют мелкие, обычно угловатые, обломки фельзит-порфиоров, их туфов и кремнистых пород. Эта толща имеет мощность около 40—60 м, но нередко она нацело выклинивается, и тогда разделение нижележащей и вышележащей песчаниковых толщ становится невозможным.

4. Выше залегает наиболее мощная (от 700 до 900 м) толща средне- и толстослоистых, иногда сланцеватых, красновато-серых, серофиолетовых и реже зеленовато-серых кварцевых, аркозовых, а также полимиктовых (часто граувакковых) метаморфизованных песчаников, нередко кварцитовидных. Среди песчаников наблюдаются подчиненные прослой темно-серых, темно-фиолетовых, фишашково-зеленых кварцево-серицито-глинистых и туффитовых сланцев и реже сланцеватых слюдястых или глинистых известняков; в этих прослоях встречены остатки строматопоронидей *Labechia* и брахиопод из семейства *Obolidae* и представители рода *Finkelburgia*. Имеются в этой толще также линзовидные прослой или пачки гравийных конгломератов. Для верхних горизонтов толщи характерны толстослоистые, до массивных, кварцито-песчаники, часто косослоистые грубозернистые. Вверху же свиты встречаются покровы метаморфизованных диабазов, диабаз-порфириров и их туфов (северное подножие горы Тельпос-Из и в других выходах).

В самом верху песчаники более мелкозернистые; в них обнаружены (западный склон Тельпосского кряжа) остатки головоногих (*Orthoceras*), а севернее — брахиопод (*Angarella* sp.).

Ввиду того что породы этой и нижележащей песчаниковой толщи близки между собой, их можно охарактеризовать совместно. В составе этих толщ наибольшим распространением пользуются метаморфизованные песчаники с бластопсаммитовой структурой и часто с сланцеватой текстурой. В таких разностях можно хорошо различать первоначальные обломки и цементирующую массу. Обломки (песчинки) окатанные и угловато-окатанные. В кварцевых песчаниках они представлены в основном кварцем, в аркозовых разностях вместе с кварцем в значительном количестве присутствуют зерна альбита и микропертита; в полимиктовых песчаниках, кроме кварца, многочисленны обломки основной массы альбитофира, порфирита, кремнистых сланцев и других пород. Размеры их в среднем 0,5—0,8 мм, а в грубозернистых, обычно косослоистых, разностях песчаников достигают 1,5—2 мм.

Цемент песчаников состоит из мелкозернистого (0,02—0,05 мм) кварца, мелкочешуйчатого серицита, глинистого вещества, иногда

со значительной примесью тонкозернистого гематита или марганцового рудного минерала; в небольшом количестве встречаются также циркон, титанит, альбит, эпидот, хлорит, турмалин и лейкоксен. В известковистых разностях песчаников в цементе присутствует кальцит.

Филлитовидные сланцы, составляющие прослои среди песчаников, по составу мало отличаются от последних. Они характеризуются тонкозернистой бластопелитовой и бластоалевритовой структурой (размеры зерен от 0,01 до 0,05 мм) и сланцеватой текстурой, большим содержанием слюдистого и серицитизированного глинистого материала; в красноватых разностях сланцев значительна примесь пылевидного гематита, иногда в значительном количестве (до 30—40% состава) присутствуют обломочки основной массы фельзит-порфира или порфрита.

Граувакковые песчаники и сланцы особенно широко развиты в восточном крыле Тельпос-Тюндерского антиклинория, по левобережью р. Щугора; типичный полимиктовый (граувакковый) песчаник вместе с кварцевыми песчаниками встречен также на вершине горы Тельпос-Из.

Зеленокаменные породы, чередующиеся вверху свиты с серо-фиолетовыми кварцито-песчаниками, представляют собой эпидот-хлорит-актинолитовые или эпидот-хлорит-альбитовые породы, в некоторых случаях с кварцем; они имеют фибробластическую структуру, иногда с реликтами структуры мелкозернистого диабаз. Чаще встречаются породы, состоящие из бледноокрашенного волокнистого актинолита, эпидота, пеннина и сосюрита, среди которых выступает бесцветный альбит; в качестве примесей обычны лейкоксен и магнетит. Среди них встречаются разновидности, которые могут быть названы метаморфизованными диабаз-порфиритами. В этих породах имеются редкие крупные вкрапленники альбита с вростками хлорита и серицита; основная масса их того же состава сохраняет ясные реликты первичной структуры мелкозернистого диабаз пилотакситового типа.

Такие метаморфизованные основные эффузивы в верхнем горизонте тельпосской свиты встречаются и в других местах, в частности по северо-восточному склону горы Пырва, в верховьях р. Щугора.

II. Район водораздельной гряды хребтов Суммах-Ньер, Састым-Ньер, Хоса-Ньер и Яны-Янкч в бассейне р. Щугора. В этом районе тельпосская свита имеет несколько иной состав и значительно меньшую мощность, чем в горном массиве Тельпос-Из. Здесь она представлена главным образом светлоокрашенными слюдистыми кварцевыми песчаниками и кварцитами, полимиктовые же песчаники встречаются очень редко; вверху и внизу свиты присутствуют аркозовые кварцито-песчаники.

1. В основании свиты залегает толща конгломератов с прослоями кварц-эпидот-хлоритовых сланцев. Слои конгломератов обычно разбиты вертикальными и горизонтальными трещинами отдельности, маскирующими их слоистость. При наличии же прослоев сланцев можно видеть, что конгломераты обладают толстослоистой и массивной текстурой (от 1—1,5 до 3—4 м).

В отличие от конгломератов района горы Тельпос-Из галечниковый материал конгломератов водораздельного хребта в бассейне р. Щугора более однородный; здесь гальки, с преобладающей величиной от 3 до 5—7 см, состоят преимущественно из кварца и кварцита и лишь изредка встречаются более мелкие гальки фельзит-порфира и кремнисто-глинистых пород. Цемент конгломератов неравномернозернистый слюдисто-кварцевый или мелкозернистый кварцево-альбит-эпидот-хлоритовый, обычно рассланцованный.

Конгломераты чередуются с грубозернистыми и гравийными неравнозернистыми слюдястыми кварцевыми, аркозовыми и реже полимиктовыми песчаниками. Вместе с ними они составляют нижнюю часть тельпосской свиты мощностью до 80—100 м.

2. Выше следует более мощная (до 400—600 м) толща светло-серых, светло-желтоватых и серых, иногда со слабым фиолетовым оттенком, метаморфизованных кварцевых песчаников, переходящих местами в слоистые кварциты. Породы среднеслоистые (0,2—0,5 м) и толстослоистые (0,5—1,0 м), а слюдястые разности сланцеватые. Песчаники более равномернозернистые и, в общем, более мелкозернистые, чем соответствующие им породы Тельпос-Тюндерского хребта.

Несмотря на большую степень метаморфизма пород водораздельного хребта по сравнению с породами западного хребта, первоначальная псаммитовая структура последних в шлифах в большинстве случаев определяется довольно ясно.

Зерна кварца (обычно размерами в пределах 0,5—1,0 мм) довольно хорошо окатаны, обычно регенерированы и обладают неправильными очертаниями; они выделяются в виде порфиробластов среди более мелкозернистой (0,05—0,2 мм) гранобластовой основной массы.

Породы в основном состоят из кварца, образующего как обломки, так и мелкозернистую основную массу бывшего цемента. В виде постоянной примеси среди обломков и в составе цемента встречается альбит. Изредка среди обломков встречается антипертитовый полевой шпат. В качестве второстепенной составной части в цементе обычны мусковит или серицит. Из аксессуарных минералов часты циркон, турмалин, апатит, титанит, магнетит и гематит.

Кроме описанных бластопсаммитовых пород, в разных пунктах водораздельной цепи хребтов встречаются более измененные породы — кварциты и кварцито-песчаники. Они почти не отличаются по составу от вышеописанных метаморфизованных кварцевых песчаников, но характеризуются вторичными преимущественно гетеробластическими структурами и лишь редко сохраняют следы первичной псаммитовой структуры; кроме того, в них часто довольно резко выражена сланцеватая текстура, определяемая параллельным расположением слюды и некоторых других удлиненных компонентов. На восточном склоне хребта местами имеются аркозовые кварциты, содержащие, кроме кварца, в значительном количестве также зерна калинатрового полевого шпата, обычно сильно серицитизированного.

3. В самом верху свиты выделяется толща аркозовых, иногда известковистых, кварцито-песчаников. Они характеризуются бластопсаммитовой и бластокластической структурами. Обломочки (песчинки) нередко хорошо окатаны, размером 0,5—0,8 мм, представлены в основном кварцем и в значительно меньшем количестве (10—15%) микроклином и калинатовым полевым шпатом.

Цементирующая масса состоит в основном также из кварца, с обладающей величиной обломочных зерен 0,1—0,2 мм, к которому в небольшом количестве примешиваются серицит, альбит, рудный минерал, апатит, циркон и турмалин. Среди этих аркозов местами встречаются более мелкозернистые, часто алевролитовые, иногда известковистые, гнейсовидные разности пород со значительно большим содержанием полевого шпата (альбита) и слюды (до 30% состава), характеризующиеся эвтакситовой структурой.

Встречаются членики криноидей. Среди кварцевых песчаников, кварцитов и конгломератов водораздельного хребта присутствуют подчиненные прослои филлитовых сланцев. Вверху свиты встречаются также зеленые вулканогенные сланцы.

Филлитовые сланцы состоят из мелкозернистого кварца (до 60% состава), серицита, хлорита, с тем или иным количеством примесей — эпидота, альбита, гематита и отдельных зерен циркона и турмалина.

Зеленые сланцы состоят из переменных количеств актинолита, хлорита, эпидота, альбита, а также кварца и соссюрита; они представляют собой по преимуществу метаморфизованные туффиты и частью, может быть, основные эффузивы.

III. Бассейн р. Косью в районе горы Манарага и хребтов Малды, Саледы и Обе-Из. Тельпосская свита здесь отвечает западной фациальной зоне и состоит из серых, лиловых и красновато-серых кварцитовидных песчаников с подчиненными прослоями филлитизированных глинистых сланцев, часто пестроокрашенных (обычно красноватых). Среди песчаников встречаются также часто линзовидные пачки конгломератов различной мощности, наиболее выдержанный горизонт конгломератов залегает в основании свиты. Среди кварцитовидных песчаников довольно часто встречаются косослоистые разности с волноприбойными знаками ряби на плоскостях напластований.

В буровато-серых кварцевых песчаниках верхнего горизонта свиты встречены остатки брахиопод *Angarella* sp. и головоногих *Orthoceras* sp. и *Endoceras* sp.

В верховьях рек Манараги и Болбан-ю тельпосская свита залегает резко несогласно на породах маньинской свиты кембрия. Мощность ее здесь не менее 2000 м.

IV. Верховья р. Кожима — район горного массива Россомаха (Сана-Из). В отличие от предыдущего района, расположенного западнее, в толще пород, слагающих массив Россомаха и отходящие от него гряды гор (Иркусей, Старик-Из, Карпинского и др.), почти не встречается красноокрашенных пород, цвет которых здесь преимущественно светло-серый, до белого, и зеленовато-серый. Породы метаморфизованы здесь значительно сильнее, чем в хребтах более западной полосы. Песчаники переходят часто в слюдястые кварциты, а прослой глинистых сланцев заменяются хлорит-слюдистыми.

Наряду с породами, состоящими преимущественно из кварца, здесь обычны кварцево-полевошпатовые (аркозовые), а также и полимиктовые разности метаморфизованных песчаников. Конгломераты, преимущественно полимиктовые, залегают как в основании свиты, так и в виде довольно мощных пачек в средней части свиты.

В основании базального горизонта конгломератов (в верховьях р. Хаталамбы) встречены характерные белые конгломераты, состоящие из галек и валунов доломитов и известково-кварцевого цемента; эти гальки и валуны происходят из карбонатной толщи маньинской свиты кембрия, непосредственно подстилающей здесь тельпосскую свиту.

В грубозернистых кварцито-песчаниках и в конгломератах часто наблюдается косая слоистость прибрежно-морского типа. Полный разрез тельпосской свиты, слагающей массив горы Россомаха, можно наблюдать по левым притокам р. Кожима и по правым притокам р. Болбан-ю. Мощность свиты здесь внушительная: в разрезах горы Россомаха она не менее 2000—2500 м, но в направлении к югу, к истокам р. Болбан-ю, быстро уменьшается.

V. Область Полярного Урала (бассейн рек Усы и Кары). Тельпосская свита, состоящая из красно-серых и лилово-серых кварцитовидных песчаников и подчиненных им конгломератов и сланцев, развита, в частности, в бассейне р. Ельца (приток р. Усы), в горных массивах Енганэ-Пэ и Манита-Нырды, где она несогласно залегает на толще зеленых метаморфических сланцев маньинской свиты кембрия.

В виде нескольких полос она прослеживается далее к северу, к истокам р. Усы и в бассейн р. Кары. На крайнем севере Урала она слагает многие господствующие хребты и вершины, например горы Ненец-Пай, Малый и Большой Сауры, хребет Минисей со многими вершинами и в том числе крайнюю северную из них — гору Константинов Камень.

Эту свиту Б. Я. Осадчев (1951а, б) выделял под названием минисейской свиты. Состав и строение ее совершенно аналогичны тельпосской свите Приполярного Урала, и этот новый стратиграфический термин излишен.

Тельпосская свита Полярного Урала также состоит в основном из красно-серых и лилово-серых, буровато- и зеленовато-серых (вверху) кварцитовидных песчаников и подчиненных им конгломератов и сланцев. Для сравнения с тельпосской свитой Приполярного Урала приведем описание некоторых главнейших разновидностей пород этой свиты Полярного Урала.

Красно-серые и лилово-серые кварцито-песчаники представляют собой породы преимущественно blastopсаммитовой структуры. Состоят они из округлых (окатанных) зерен кварца, к которым в небольшом количестве присоединяются зерна альбита, микропертита, а также обломочки основной массы кислых эффузивов и кремнистых сланцев; встречаются редкие окатанные зерна циркона и апатита. Цемент развит в небольшом количестве и образован мелкозернистым кварцем с примесью слюды, тонких зерен гематита и серицитизированного глинистого вещества. В аркозовых разностях песчаников заметно возрастает количество зерен полевых шпатов и обломочков кислых эффузивов.

Мелкозернистые разности песчаников отличаются большим развитием в них (до 30—40% породы) кварцево-хлорит-серицитового цемента. Более метаморфизованные разности песчаников близки к кварцитам. В структурном отношении для них характерно наличие мозаичных зерен кварца с каемками нарастания, сливающихся с гранобластовой массой цемента.

Обломочный материал полимиктовых песчаников содержит, кроме кварца, в значительном количестве обломочки различных пород — кварцитов, кремнистых сланцев, фельзит-порфиров и порфиритов; в цементе граувакковых разностей песчаников обилен хлорит.

В песчаниках тельпосской свиты Полярного Урала, как и в бассейне рек Шугора и Кожима Приполярного Урала, часто наблюдаются волноприбойные знаки ряби и косая слоистость прибрежно-морского или дельтового типа.

Филлитовые сланцы, составляющие подчиненные прослои среди песчаников, нередко имеют граувакковый характер и по своему составу сходны со сланцами вышележащей свиты нижнего — среднего ордовика.

На юге Полярного Урала, в бассейне р. Лемвы, в восточной полосе западного склона, отложения, соответствующие тельпосской свите, имеют переходный характер от фаций западного склона Урала к фациям восточного. Они здесь представлены или так называемой филлитовой свитой — пестроцветных филлитов, местами внизу с толщей метаморфизованных полимиктовых конгломератов, или так называемой харбейской фацией — зеленых алевролитов, кварцитовых песчаников и различного состава филлитовидных сланцев мощностью до нескольких сотен метров (Войновский-Кригер, 1945).

Здесь же, в восточной полосе, в единственном выходе на р. Паге низы ордовика (тремадок) представлены толщей видимой мощностью до 120 м глауконитовых песчаников и алевролитов с богатой фауной брахиопод *Siphonatreta* sp., *Finkelburgyia* sp., *Eoorthis christiania*

Kiaer, Areehaeorthis vicina (Walcott) и трилобитов *Niobe* sp. Фауна впервые найдена В. А. Котовичем в 1940 г., затем К. Г. Войновским-Кригер (1945) и в 1956—1957 гг. К. П. Евсеевым.

Эта толща совершенно аналогична кидрясовской свите Сакмарского района Южного Урала, что указывает на одинаковые условия их образования.

Хыдейская свита. Хыдейская свита составляет самую верхнюю часть так называемой метаморфической толщи. Она согласно залегает на тельпосской свите и тесно с ней связана. Граница между ними проводится довольно условно — вслед за исчезновением в верхней толще характерных для тельпосской свиты мощных пачек слоев красновато-серых или серо-фиолетовых кварцитовидных песчаников. В составе хыдейской свиты преобладают различные филлитовидные сланцы, а песчаники имеют подчиненное значение, при этом кварцитовидные их разновидности встречаются лишь в низах свиты, тогда как песчаники вышележащих слоев представлены обычно зелено-серыми разностями, богатыми серицито-хлоритовой составной частью цемента.

Верхняя граница хыдейской свиты проводится при смене толщи филлито-глинистых сланцев толщиной мраморизованных известняков, относящейся уже к вышележащей щугорской свите ордовика.

Хыдейская свита прослежена на всем протяжении западного склона описываемой здесь части Урала от бассейна р. Илыча на юге до бассейна р. Кары на севере. В южной части территории ее выходы имеются по р. Ичед-Ляга (левый приток р. Илыча), в верховьях р. Щугора и его левых притоков. Севернее хорошие разрезы этой свиты наблюдаются по рекам Косью и Кожиму. Эта же свита обнажается по левобережью рек Малой Усы (Сарбей-яха), Ния-ю, Большого Пайнудына и в других местах Полярного Урала (Евдокимов, 1959). Наконец, в виде толщи из чередующихся слоев филлито-глинистых и туффитовых сланцев с подчиненными покровами основных эффузивов хыдейская (сянгульская) свита выделена Б. Я. Осадчевым в бассейне р. Кары (1951б).

Наиболее существенные фациальные изменения хыдейской свиты, как и подстилающих свит, отмечаются в направлении с запада на восток; в этом же направлении резко усиливается и метаморфизм пород.

В пределах западной полосы состав хыдейской свиты довольно постоянен. Здесь она состоит в основном из зеленоватых, желтовато-бурых, оливково-зеленых, а сверху и темно-серых тонкоплитчатых серицито-глинистых сланцев. В низах свиты появляются подчиненные прослои и пачки кварцевых песчаников, вверху же — прослои хлорито-слюдистого мраморизованного известняка, а также бурого кварцевого и зеленовато-серого глауконитового песчаника.

В восточной полосе хыдейская свита представлена преимущественно микрослоистыми зелено-серыми кварцево-хлорит-серицитовыми (филлитовыми) сланцами и прослоями известковистых кварцитовидных песчаников и в некоторых разрезах подчиненными покровами основных эффузивов и их туфов.

В западной предгорной полосе в составе свиты можно различить две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя часть свиты в основном состоит из пестрых, главным образом зеленоватых и лиловатых тонкоплитчатых серицито-глинистых и кварцево-хлорит-серицитовых сланцев. Внизу со сланцами чередуются пачки (5—10 м мощностью) серых, грязно-серых и буроватых кварцевых песчаников, иногда известковистых; местами среди сланцев здесь же встречаются пачки белых и желтовато-белых мраморизованных известняков.

Вверху нижней толщи прослои известняков, обычно слюдястых, более часты. Здесь же присутствуют прослои известковистого, иногда

глауконитового песчаника. В этих известковистых песчаниках в районе р. Тельпос-ю обнаружены остатки брахиопод, среди которых, по определению А. Ф. Лесниковой, присутствуют *Siphonotreta* sp.

В прослоях мраморизованных известняков встречаются плохой сохранности остатки мшанок, строматопор и членики криноидей. В бассейне р. Манараги, на Енганэ-Пэ и в других местах в этой же толще, кроме того, встречены брахиоподы *Angarella* sp. nov., *A. aff. lopatini* Assat. и головоногие *Endaceras* sp. и *Orthoceras* sp., что может указывать на нижнеордовикский возраст нижней толщи хыдейской свиты. Из той же толщи в бассейне р. Кожима В. В. Меннером (1948 г.) указываются *Angarella obrutschewi* Assat. и *A. lopatini* Assat., но, судя по материалам В. В. Маркина для того же района, это скорее всего новые формы, близкие к указанным видам (Маркин, 1956, 1958).

В западной полосе (в районах горы Тельпос-Из, хребтов Малды, Саледы и др.) породы этой толщи метаморфизованы сравнительно слабо. Сланцы состоят главным образом из глинистого вещества и тонкочешуйчатого серицита, с примесью хлорита, тонкозернистого кварца и альбита; иногда в заметном количестве присутствует кальцит. Некоторые красноватые и лиловые разновидности сланцев представляют собой пелитогенные туффиты и состоят из мельчайших обломочков кварцевых порфиров и порфиритов, к которым в том или ином количестве присоединяются тонкие зернышки кварца, альбита, чешуйки серицита и хлорита, а в некоторых случаях также и пылевидная примесь гематита.

Кварцито-песчаники характеризуются бластосаммитовой структурой и состоят главным образом из округлых зерен и обломков кварца размером 0,1—0,5 мм и менее 0,1 мм — в цементирующей массе; к кварцу в небольшом количестве присоединяются зерна альбита, калиевого полевого шпата и обломки эффузивов; в цементе присутствуют также серицит, хлорит, а иногда и кальцит.

В зелено-серых слюдястых песчаниках в том или ином количестве встречаются зерна глауконита.

В восточной полосе породы значительно сильнее метаморфизованы. Тонкозернистые сланцы здесь состоят из кварца, серицита, мусковита и хлорита. Песчаники характеризуются гранобластовой и реже бластосаммитовой структурой; среди них встречаются разновидности известковых или кварцево-хлорит-серицитовым цементом, иногда также с примесью гидрокислов железа. В районе р. Шугора среди метаморфизованных осадочных пород довольно часто встречаются эффузивы, главным образом метаморфизованные диабазы, а также их туфы.

В бассейне р. Илыча и, в частности, в разрезе на р. Ичед-Ляга свита представлена зеленовато-серыми микрослоистыми и микроплойчатыми филлитовидными сланцами, вверху известковистыми. В них наблюдается чередование прослоек с гранобластовой и лепидобластовой структурами, с преобладанием в первых кварца с примесью альбита, а во вторых — серицита и хлорита. Породы состоят из мелких (0,1—0,2 мм) изометричных зерен кварца, нередко с примесью (до 5%) таких же зерен альбита, из чешуек серицита и хлорита, обычно вытянутых в направлении слоистости; последние часто образуют тонкие прослойки, причем хлорит нередко располагается по краям тонких прослоек. Обычна примесь мелких зернышек эпидота, равномерно распределенных в породе или скопляющихся преимущественно в серицитовых прослойках. Из аксессуарных примесей часто присутствуют: сфен (иногда только в слюдястых пропластках), рудный минерал (гематит, пирит), апатит и циркон — иногда в виде окатанных зерен. В известковистых сланцах верхней части толщи в значительном количестве (до 30%) при-

сутствует кальцит в виде крупных хорошо образованных кристаллов или зерен неправильной формы; кальцит вместе с кварцем часто образует тонкие, иногда плейчатые пропластки, чередующиеся с кварцево-хлорит-серицитовыми прослойками.

Карбонатные породы, составляющие подчиненные прослои среди сланцев, перекристаллизованы и состоят в основном из кальцита, образующего чередующиеся тонкокристаллические и крупнокристаллические прослойки, обычно со значительной примесью тонкозернистого кварца, и затем чешуек серицита и хлорита; в них иногда заметны участки с органогенной структурой, обязанной присутствию реликтов скелетных образований мшанок.

Из описания толщи бассейна р. Илыча видно, что она метаморфизована сильнее, чем, например, толща западного склона хребта Тельпос-Из. По своему характеру и общему литологическому составу она необычно близка к толще сланцев, развитой в верховьях р. Кожима (на восточном склоне горы Сана-Из). Здесь лишь чаще встречаются прослои зеленовато-серых и серых метаморфизованных алевролитов и мелкозернистых песчаников (кварцитов).

Мощность хыдейской свиты определяется в среднем около 500 м. В районе Щугорской синклинальной депрессии (левобережье р. Щугора) она, по-видимому, несколько больше, что связано с наличием в ее составе эффузивов.

Верхняя часть свиты состоит в основном из сланцев зеленовато-серых, пепельно-глинистых и темно-серых (до черных) преимущественно серицито-глинистых и известково-серицито-глинистых, частью углистых, а вверху главным образом серицито-известковистых. Среди сланцев довольно часты прослои розовато-серых и темно-серых, иногда углистых и ленточнополосчатых мраморизованных известняков или мраморов, обычно сильно загрязненных терригенным материалом.

Самый верхний горизонт свиты сложен светло-зеленоватыми и светло-серыми, часто микрослоистыми и плейчатыми серицито-известковыми и кварцево-хлорит-серицит-известковистыми сланцами с прослоями более толстонослоенных карбонатных пород (мраморов). В этих породах наблюдаются многочисленные гнезда крупнокристаллического кальцита и пластовые кварцево-кальцитовые жилы. По составу эти сланцы отвечают метаморфизованным мергелям, из которых они, по-видимому, и произошли.

В районе р. Щугора в этой толще встречены остатки криноидей, строматопороидей — *Labechia* sp., мшанок — *Dianulites* sp., брахиопод — *Siphonotreta* sp., головоногих — *Orthoceras* sp., а также неопределимые остатки кораллов.

В районе р. Ичед-Ляги (приток р. Илыча) в известковых сланцах и прослоях мраморизованных известняков в этой толще присутствуют мшанки *Dianulites petropolitana* Dуб.; по-видимому, из этой же толщи происходят указываемые В. А. Варсанюфьевой (1940) мшанки *Monotrypa verae* sp. nov. (Astr.), *Stigmatella ambarensis* sp. nov. (Astr.).

В этих же породах встречаются пластинки цистоидей из рода *Caryocrinus*, членики криноидей и плохой сохранности остатки табулят. В этой же толще В. В. Маркиным (1956, 1958) в районе рек Косью и Кожима обнаружены обильные остатки мшанок *Paracharnella* sp., *Eridotrypa* sp., а также плохой сохранности остатки трилобитов. На основании этих находок верхний горизонт хыдейской свиты может быть отнесен к середине ордовика. Мощность описанной верхней части свиты изменяется от 200 до 500 м.

В западных разрезах верхняя известково-сланцевая толща в значительной своей части, а в крайне западных выходах, по-видимому, и

полностью, замещается толщей известняков, литологически близких известнякам вышележащей свиты. Этим, должно быть, и объясняется наличие более древних фаун в нижних горизонтах карбонатной свиты в западных районах бассейнов рек Косью и Кожима по сравнению с карбонатной свитой, например, Щугорской синклинальной депрессии. Для западной фации бассейна рек Илыча и Печоры В. А. Варсанюфьева отмечает развитие известняков и в нижней части ордовика (аренигский ярус) вместо фации серицито-глинистых и углисто-глинистых сланцев в восточной зоне (р. Ичед-Ляга). Указанной фациальной изменчивостью этой части ордовика должно быть и объясняется противоречивость в определении возраста верхней карбонатной свиты ордовика.

В южной части Полярного Урала, в так называемой Лемвинской фациальной зоне, хыдейской свите соответствует верхняя часть филлитовой свиты (Войновский-Кригер, 1945) — зеленые, лиловые и малиновые филлиты. — по литологическому составу почти не отличающаяся от филлитов хыдейской свиты р. Кожима, где она залегает непосредственно выше кварцитовидных песчаников тельпосской свиты (А. Чернов и Г. Чернов, 1940а).

На крайнем севере Урала, в бассейне р. Кары, наряду с описанными породами в составе данной сланцевой толщи присутствуют покровные залежи порфиритов и диабазов.

Хыдейской свитой заканчивается разрез мощного комплекса метаморфизованных древних отложений северной части Урала. Этот комплекс обычно описывался и картировался как метаморфическая свита центральной зоны Урала. Возраст ее определялся в больших пределах — от протерозоя до верхов кембрия. Вышележащие карбонатные отложения отделялись от этого комплекса и описывались уже вместе с другими палеозойскими отложениями западного склона. Такое резкое разделение указанных толщ является искусственным — оно не оправдывается ни резким различием в степени метаморфизма пород, ни по возрасту контактирующих толщ. Эти толщи находятся в нормальных стратиграфических соотношениях и близки друг к другу по возрасту.

Щугорская свита. Выше хыдейской свиты сланцев залегает мощная толща карбонатных, в значительной своей части мраморизованных пород, выделенная К. А. Львовым (1939) в бассейне р. Щугора в щугорскую свиту.

В южной части Полярного Урала, в бассейне р. Лемвы (Лемвинская фациальная зона), щугорской свите отвечает качамыльская свита (Войновский-Кригер, 1945), сложенная так называемыми петельчатыми известняками, кварцево-известковистыми сланцами и зелено-бурыми кварцитовидными песчаниками с остатками брахиопод *Siphonatreta* sp., *Nicolella* sp., *Parambonites* sp., строматопоронидей, трилобитов, а также остракод *Primitia* sp. и *Leperditella* cf. *acguilatera* (Verich). По комплексу фауны, сходному с комплексом в щугорской свите, возраст ее, по-видимому, — верхи среднего ордовика и верхний ордовик.

Мощность свиты несколько сотен метров. В том же районе Полярного Урала, но восточнее, в присековой полосе, качамыльская свита замещается толщей филлитизированных углисто-глинистых сланцев, с кварцитовидными песчаниками с редкими прослоями мраморизованных углелистых известняков.

Она была выделена автором под названием яротской свиты в верховьях р. Кожима (Львов, 1956а), а А. В. Хабаковым выделялась как тисваизская свита в верховьях р. Лемвы, где им были найдены плохой сохранности остатки брахиопод типа *Platystrophia* — *Rynchotrema*. Мощности свиты не менее 1000 м.

Пай-Хой

Средняя свита метаморфического комплекса Пай-Хоя, относимая к нижнему ордовику, состоит из зеленых, лиловых и серых полимиктовых конгломератов, зеленых и фиолетовых туффитов, серо-фиолетовых и розовых кварцитовидных песчаников мощностью до 600 м и иногда более.

По Б. В. Чернышеву, внизу этой свиты залегает мощная толща (до 200 м) рассланцованных полимиктовых конгломератов. Выше ее следует толща (мощностью до 250 м) лиловых и зеленых рассланцованных песчаников и туффитов с прослоями конгломератов. Верхняя часть свиты (до 200 м) сложена светло-серыми, серо-фиолетовыми и розовыми кварцитовидными песчаниками — гора Мырсы-Пэ (Кузнецов и Асташенко, 1938). Среди толщи розовых песчаников отмечают присутствие прослоев красных и фиолетовых туффитов.

Конгломераты обычно рассланцованы. Галька их сложена кварцитами, фельзит-порфирами, диабазами и изредка гранитом. Цемент конгломератов песчаниковый или серицито-глинистый. По составу гальки фельзит-порфиров и альбитофиров аналогичны соответствующим эффузивам нижней свиты метаморфической толщи Пай-Хоя. Гальки гранитоидов принадлежат гранодиориту, плагиограниту и гранит-порфиру.

Туфогенные песчаники состоят из обломков эффузивов, угловатых зерен кварца и альбита.

Розовые и серо-фиолетовые кварцитовидные песчаники состоят преимущественно из окатанных зерен кварца размером 0,5—0,8 мм, с примесью небольшого количества альбита и обломочков кремнистых пород, кварцевых порфиров и альбитофиров. Цемент очень слабо развит и состоит из мелких зерен кварца, небольшого количества чешуек слюды, с постоянной примесью пылевидных частиц окислов железа, обуславливающих розовую и красновато-фиолетовую окраску пород.

Строение средней свиты метаморфического комплекса Пай-Хоя, а также минералогический состав слагающих ее пород очень сходны с тельпосской свитой нижнего ордовика Урала; с нею же эта свита может быть сопоставлена и по стратиграфическому положению.

Верхняя свита метаморфического комплекса Пай-Хоя мощностью до 500 м состоит из пестрых серицито-глинистых сланцев, зеленых и лиловых туффитов, с прослоями песчаников и конгломератов. По составу и положению в разрезе она, по-видимому, отвечает нижней части хыдейской свиты ордовика. Более высокой части той же свиты, вероятно, соответствует вышележащая толща светло-серых известняков и глинисто-серицитовых сланцев с трилобитами (*Megalaspis* и *Niobe*) и брахиоподами (*Obolus*) аренигского яруса ордовика. Синхронична ей, по-видимому, и амдерминская свита. Впервые наиболее полная характеристика этой свиты была дана В. С. Свечковым (1939).

Амдерминская свита представлена темно-серыми мелко- и среднекристаллическими известняками с прослоями и линзами оолитовых известняков мощностью 0,3—0,8 м. Толща амдерминских известняков пронизана густой сетью почти перпендикулярно пересекающихся трещин, часто заполненных кварцево-кальцитовыми жилами (с флюоритом и сульфидами) мощностью от нескольких сантиметров до 20 м. Некоторые трещины, проходящие в этих известняках, а также главным образом вблизи и параллельно поверхности несогласного контакта их с вышележащей толщей нижнего ордовика, заполнены своеобразной породой, названной П. В. Виттенбургом «амдермитом». В первом случае эта порода похожа на карбонатит, а во втором — на серицитовый

сланец; состоит она из агрегата мелких зерен кварца, серицита, кальцита, доломита и пирита и, по мнению В. С. Сверчкова, представляет собой метасоматическое образование.

В составе описываемой свиты преобладают мелкозернистые кристаллические известняки и менее распространены среднезернистые и неравномернозернистые разновидности. В виде быстро выклинивающихся, маломощных прослоев среди указанных разновидностей известняков заключены известняки с оолитовой структурой. В кристалличе-

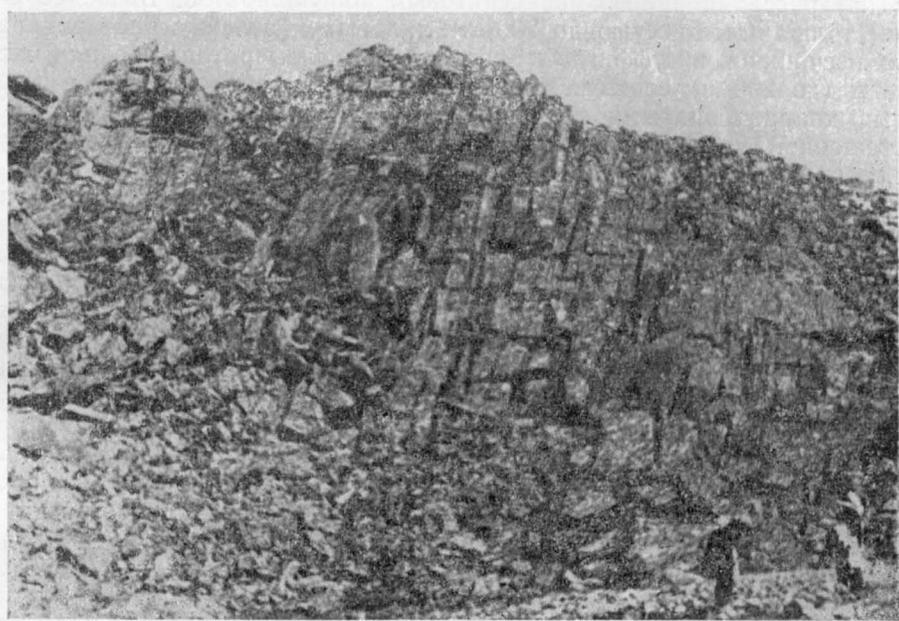


Рис. 23. Доордовикские микропертитовые порфиroidные граниты в районе горы Неройка. Хорошо выражена матрацевидная отдельность

ских известняках отмечается небольшая примесь глинистого вещества и рудного минерала — пирита. В среднезернистых разновидностях известняков, кроме того, содержится небольшое количество зерен вторичного кварца, заметно увеличивающееся в зонах развития кальцито-кварцевых жил, где встречаются и сильно окварцованные разности. По своему составу известняки, в общем, являются несколько окремненными и слабодолмитизированными.

В известняках с оолитовой структурой хорошо различаются концентрически-скорлуповатые оолиты размером от 0,3 до 4,8 мм (пизолиты) в большинстве круглой и реже эллипсоидальной формы. Минералогический состав оолитовых известняков аналогичен составу среднезернистых кристаллических известняков.

Окварцованные разности известняков содержат обычно флюорит и распространены главным образом в зонах развития жильных флюоритовых образований. Амдерминское месторождение плавикового шпата приурочено к описанной амдерминской свите, а главная рудная зона — к поверхности ее контакта с несогласно залегающей на ней свитой известняков и конгломератов ордовика. Видимая мощность амдерминской свиты 400—500 м.

Докембрийские и метаморфизованные нижнепалеозойские отложения Урала и Пай-Хоя интенсивно дислоцированы. На Урале складки их часто имеют весьма сложный характер. На западном склоне они обычно опрокинуты к западу, нередко разорваны и надвинуты на прилегающие с запада структуры. В породах наблюдается интенсивный кливаж течения и разлома.

Древние докембрийские и кембрийские толщи пережили несколько эпох складкообразования, что нашло свое выражение в предельно сложных их тектонических структурах. Толщи эти отличаются и более сильным метаморфизмом пород по сравнению с породами ордовика. Важной границей в этом отношении является поверхность несогласия между тельпосской свитой тремадока и подстилающими ее образованиями, отмечающая собой фазу мощного салаирского или байкальского тектогенеза.

Все дотельпосские свиты прорываются древними интрузиями гранитоидов, интрузиями среднего состава (диоритами) и габброидами гипабиссальной фации (рис. 23).

Продукты размыва этих интрузий встречаются в составе конгломератов и песчаников тельпосской свиты как на Урале, так и на Пай-Хое, что свидетельствует о глубокой денудации древней складчатой структуры Урала ко времени образования этой свиты.

На основе приведенных данных сейчас имеются первые попытки расчленения древних интрузий Северного и Полярного Урала на интрузивы докембрийского и байкальского тектонических циклов.

К докембрийским и нижнепалеозойским метаморфизованным образованиям Урала и Пай-Хоя приурочен ряд полезных ископаемых.

Следует отметить, что систематическое изучение полезных ископаемых Северного и Полярного Урала, а также Пай-Хоя только еще начинается и в будущем, несомненно, приведет к открытию новых месторождений полезных ископаемых.

ОРДОВИКСКАЯ И СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ УРАЛА, ПАЙ-ХОЯ И ТИМАНА

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ

В истории изучения ордовикских и силурийских отложений Урала, Пай-Хоя и Тимана можно выделить несколько этапов, соответствующих основным этапам изучения геологии северо-востока Европейской части СССР в целом.

Первый этап охватывает дореволюционный период, когда были получены только самые общие сведения о развитии силурийских отложений (в прежнем понимании этой системы) на Урале, Пай-Хое и Тимане.

Первые данные о наличии выходов силура на Урале относятся к первой половине XIX в. А. Кейзерлинг (Keyserling, 1846) совершил в 1843 г. поездку в Печорский край. Он описал на р. Ильче серицитозвестковые сланцы с нижнесилурийской (ордовикской) фауной, выступающие близ устья р. Шежима (рис. 24), толщу мраморовидных известняков, покрывающих здесь нижний силур, он отнес к верхнему силуру (к готландию).

В 1847, 1848 и 1850 гг. под руководством Э. Гофмана (Гофман и Ковальский, 1856) проводила работы большая экспедиция, организованная Русским географическим обществом для географического изучения Урала и Пай-Хоя. Обнаружены выходы нижнего силура (ордовика) по р. Унье.

Кроме западной полосы силурийских отложений, протягивающейся с р. Уньи на р. Илыч, Э. Гофман описал силурийские породы иного фациального типа, выступающие восточнее. Он отмечает их выходы в области меридионального участка течения р. Илыча, выше устья р. Егра-Ляги, по самой р. Егра-Ляге и по р. Кожим-ю, притоку р. Илыча:

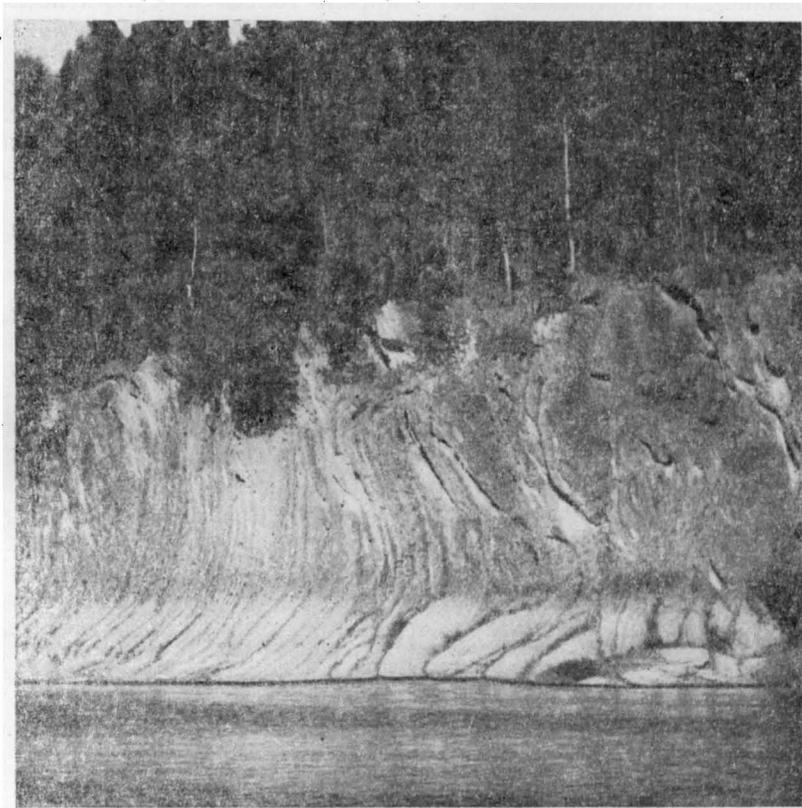


Рис. 24. Обнажение Шежим-ды-кост кырта на р. Илыче. Ордовикские сланцы и известняки. Фото В. А. Варсанюфьевой

После экспедиций сороковых годов геологические исследования в Печорском крае возобновляются только в последней четверти XIX в. В 1874 г. А. А. Штукенберг (1875) совершил поездку на Северный Тиман и описал выходы верхнего силура (готландия) в Васькиной губе по р. Черной.

В 1887—1889 гг. Е. С. Федоров (1897) проводил геологические исследования на Северном Урале и составил геологическую карту обширной территории, охватывающей бассейны рек Верхней Печоры (кроме бассейна р. Илыча), Подчерема и Шугора на западном склоне Урала и затем Северной Сосьвы и Верхней Лозьвы на восточном склоне хребта.

В 1889—1890 гг. Ф. Н. Чернышев (1915) проводил геологическую съемку на Тимане. На основании изучения фауны остракод, брахиопод и табулят, собранных им в силурийских отложениях северной оконечности Тимана, Н. О. Лебедев (1892) определил возраст этих отложений как венлок.

К концу XIX — началу XX в. относятся первые сведения о силуре Пай-Хоя (в прежнем объеме этой системы).

В 1893 г. во время стоянки «Фрама» у берегов Югорского полуострова Ф. Нансен собрал в окрестностях мыса Хабарова из известковистых сланцев и песчаников нижнесилурийскую (ордовикскую) фауну брахиопод, мшанок и трилобитов, которая была обработана Кизром (Kjaer, 1902).

В 1914 г. нижнесилурийские (ордовикские) отложения северо-западной части Югорского полуострова изучались Н. А. Куликом (1922). Он исследовал северо-западное побережье Югорского полуострова от о-ва Сокольего до с. Хабарова. Здесь, в районе мыса Белый Нос Н. А. Кулик установил развитие мощной толщи «рифовых» силурийских известняков.

В 1905 г. А. В. Журавский и Н. А. Кулик описали на р. Адзьве близ устья впадающего в нее ручья Матын-Мори-ю-шор обнажение зеленоватых известковистых песчаников с остатками брахиопод плохой сохранности. Ф. Н. Чернышев (1907), определявший собранную ими фауну (*Strophomena nanseni* Kjaer, *Leptaena trama* Keys., *Orthis parva* P and. и др.), установил ее сходство и вероятную синхроничность с ордовикской фауной, собранной Ф. Нансеном у мыса Хабарова и А. Кейзерлингом на р. Илыче близ устья р. Шежим-ю¹.

После Великой Октябрьской социалистической революции начались систематические геологические исследования на далеких окраинах нашего Севера и в том числе в Печорском крае.

Первая геологическая партия была направлена в 1921 г. на р. Илыч. Ее возглавлял А. А. Чернов и в составе ее были В. А. Варсанюфьева и Т. А. Добролюбова. В первый же год эти геологи установили распространение западной полосы нижнего силура (ордовика) к северу и югу от р. Илыча по его притокам рекам Кос-ю и Шежим-ю. Они подтвердили также и развитие восточной полосы верхнего силура (готландия), отмеченной в свое время Гофманом, обнаружив выходы черных доломитов с верхнесилурийскими табулятами на р. Илыче выше устья р. Егра-Ляги и на притоках Илыча — Пирс-ю и Кожим-ю.

В течение десятилетия (с 1921 по 1930 г.) маршрутные геологические исследования и геологосъемочные работы охватили главным образом западный склон Северного и Приполярного Урала и частью Большеземельскую тундру. Эти работы выявили широкое распространение ордовикских и силурийских отложений.

Исследования В. А. Варсанюфьевой (1928, 1929а, б) и Н. Н. Иорданского (1928) установили непрерывное развитие западной полосы нижнего силура (ордовика) от верховьев р. Илыча до р. Уньи и ее притока р. Кысуны. Подтверждено было наличие верхнесилурийских (готландских) отложений в пределах этой полосы и распространение как западного, так и восточного комплекса ордовика и силура к северу от р. Илыча до бассейна р. Подчерем, где эти отложения были изучены Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой.

Исследования А. А. Чернова (1925, 1928 г., 1932а, б), Т. А. Добролюбовой (1930а), Е. Д. Сошкиной (1929, 1932), Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935), Н. Н. Иорданского и Г. А. Чернова (1933в) доказали распространение ниже- и верхнесилурийских (т. е. ордовикских и готландских) отложений по всему западному склону Северного, Приполярного и Полярного Урала.

¹ По В. В. Копериной (1933), коренные выходы ордовика по р. Адзьве отсутствуют. А. В. Журавский и П. А. Кулик фауну ордовика по этой реке собрали скорее всего из валунов.

В 1931—1937 гг. организуется ряд экспедиций по изучению Пай-Хоя. В работах этих экспедиций принимают участие Е. А. Кузнецов (1938), Н. Н. Иорданский (1931, 1932, 1933б, 1934), Л. А. Косой и Н. К. Нефедов (1936), И. Л. Рысуков (1932 г.), А. А. Чернов с группой сотрудников (1936а), А. Н. Малахов (1940а, б) и др.

Особенно важное значение в деле изучения силура, ордовика и доордовика Пай-Хоя имели работы Е. А. Кузнецова, которым в районе Югорского Шара были обнаружены базальные конгломераты ордовика с гальками гранитоидов и установлено распространение граптолитовых сланцев в бассейне р. Большой Ою (Кузнецов и Асташенко, 1938).

В те же годы В. В. Коперина (1933) и Е. В. Войнова (1936) изучают разрез палеозоя гряды Чернышева.

Силурийские отложения о-ва Долгого были изучены Н. А. Куликом (1936а), который впервые дал их палеонтологическую характеристику. Им же описаны ордовик и силур о-ва Вайгач (1935а, 1936б); Б. Б. Чернышевым (1938) дано монографическое описание табулят этих отложений.

В 1935 г. А. А. и Г. А. Черновы (1940а) исследовали бассейн р. Косью. Ими были детально описаны развитые здесь карбонатные толщи ордовика и силура, а также кварциты и конгломераты, считавшиеся тогда кембрийскими, но позднее отнесенные к тремадокскому ярусу ордовика.

Начиная с 1932 г. в области центральной полосы и восточного склона Приполярного Урала работала группа петрографов и геологов, возглавлявшаяся Н. А. Сириным. В этих исследованиях принимал участие К. А. Львов. Его исследования частично захватили восточную зону западного склона Урала, т. е. область развития восточных фаций ордовикских отложений, которые он в дальнейшем разделил на три свиты (Львов, 1956а).

А. В. Хабаков (1945), принимавший участие в экспедиции, организованной в 1936—1937 гг. для изучения геологического строения Пай-Хоя, исследовал область Карского побережья Пай-Хоя и района Константинова Камня. Он установил здесь развитие нижнего ордовика и описал своеобразную, богатую эффузивами фацию силурийских (готландских) отложений. Та же экспедиция под руководством Н. А. Кулика (1938) продолжала работы на Пай-Хое в 1937 г., но уже на западной стороне. Н. А. Кулик и А. К. Крылова (1940 г.) изучили отложения силура и карбонатные фации ордовика, развитые вдоль южного берега пролива Югорский Шар.

Б. Б. Чернышев (1941) исследовал силурийские (готландские) отложения бассейна р. Большой Ою, представленные граптолитовыми сланцами, и описал их фауну. В 1932 г. В. Н. Рябинин описал строматопориды ордовика, силура и девона Северного Урала.

В 1937—1938 гг. А. А. и Г. А. Черновы (А. Чернов, 1947б) исследовали Северный Тиман и описали развитые здесь силурийские (готландские) отложения, обратив особое внимание на характер контакта с подстилающими их досилурийскими породами. Более подробно силур Тимана описан В. П. Бархатовой и В. Н. Филипповым (1940 г.). Обзор силурийских отложений Полярного Урала и Пай-Хоя был дан А. К. Крыловой (1940а) и С. Н. Волковым (1944). Г. Г. Астрова составила монографическое описание трепостомат ордовика Северного Урала (1940, 1945) и Пай-Хоя (1949).

В 1939 г. в известково-сланцевой толще правобережья верховьев р. Лемвы С. Н. Волковым и по р. Паге В. А. Котовичем (Сирин и др., 1945б) была встречена нижнесилурийская (ордовикская) фауна, кото-

рая определялась А. Ф. Лесниковой. Кроме того, С. Н. Волковым в верховьях рек Лемвы и Кожима был изучен разрез силура и выделены известняки лландовери с *Pentamerus oblongus*.

В 1940 и 1941 гг. Г. А. Черновым были изучены силурийские отложения района верховьев р. Коротаихи, побережья Хайпудырской губы, мыса Синькина Носа и о-ва Зеленца. В эти же годы О. Л. Эйнон проводил исследования в верховьях р. Усы и по рекам Каре и Силовой, в районе Константинова Камня и водораздельного хребта Урала. В своей статье О. Л. Эйнон (1948) дал сводный разрез ордовика и силура приуральной части Пай-Хоя на основании работ А. В. Хабакова, К. Г. Войновского-Кригер и личных исследований.

Работы К. Г. Войновского-Кригер (1945, 1956 в, 1960 и 1961), проведенные в 1941—1945 гг. в бассейне р. Усы, в частности в районе рек Лемвы и Ельца, имели особенно большое значение для изучения силура и ордовика Урала. Им описаны в этом районе два резко различных фациальных комплекса палеозоя, названные им лемвинским и елецким.

В бассейне Верхней Печоры в тридцатых годах были закончены исследования В. А. Варсанюфьевой по изучению ордовикских и силурийских отложений, еще объединенных тогда в одну систему, и дана стратиграфическая схема этой системы (Варсанюфьева, 1940).

В тридцатых годах проводились геологоразведочные работы на Шантымприлукском полиметаллическом месторождении на р. Ильче при участии геологов Л. И. Духовского, Л. А. Шрубко, И. Т. Гуштюка и Л. М. Дмитриева. Они положили начало дальнейшим поисково-разведочным работам, которые возобновились в 1943—1946 гг. и проводились при участии И. Н. Чиркова (1944) и Э. А. Кальберг (1947).

Во второй половине сороковых и начале пятидесятых годов в северных частях Уральского хребта продолжается в основном изучение тех же районов, и разрез ордовика и силура Полярного и Приполярного Урала, Пай-Хоя и Большеземельской тундры уточняется и детализируется.

Исследования Г. А. Чернова по р. Сыне, гряды Чернышева (1943 г.), по рекам Кожиму (1944а) и Вангыру (1945), а также исследования В. В. Меннера (1947 г.), М. Е. Раабен (1956) и А. В. Хабакова в верховьях рек Кожима и Лемвы (1948 г.) и В. В. Маркина в области верхнего течения р. Косью (1947 г.) и по р. Кожиму (1948), А. А. Чумакова по р. Кожиму и хребту Сев. Саледы (1947) позволили уточнить разрезы ордовика и силура в бассейне р. Косью и, что особенно важно, установили ордовикский (тремадокский?) возраст мощных толщ кварцитов и конгломератов, подстилающих карбонатную и песчано-сланцево-карбонатную толщу ордовика и отнесенных ранее к кембрию и даже к докембрию. Большое значение для выяснения разреза силура Полярного Урала имели исследования Б. Я. Осадчева в бассейне рек Нярмы, Лядгея и Большой Хууты (1952) и в районе Константинова Камня (1951а). Они позволили более точно выделить ордовик и расчленить его на четыре свиты различного литологического состава. По рекам Лядгею и Оче-Ты-Вис была выделена мощная толща карбонатных пород, включающая нерасчлененный силур и нижний девон.

Не меньшее значение имели работы Б. Я. Осадчева, А. М. Ивановой, Ю. С. Бушканец и Д. Г. Белякова на Пай-Хое в 1951 г. и на северной окраине Полярного Урала, уточнившие здесь разрезы ордовика и силура. Много новых данных по ордовику и силуру Пай-Хоя дают работы В. И. Устрицкого (1951 г.).

В пятидесятых годах продолжалось изучение силура и ордовика в бассейне Средней и Верхней Печоры и в области гряды Чернышева.

В 1950 г. А. И. Першина (1959) составила стратиграфическую схему для отложений силура бассейна Средней Печоры. В 1952 г. Г. А. Чернов детально изучил разрезы северной оконечности гряды Чернышева и установил развитие здесь верхнесилурийских (готландских) отложений. В 1955, 1957 и 1958 гг. А. И. Першина (1959) исследовала силурийские отложения гряды Чернышева и дала их стратиграфическое расчленение.

В 1953—1954 гг. на р. Ильче в районе Шантым-Прилука возобновились разведочные и детальные геологосъемочные работы, в которых принимали участие О. А. и А. Г. Кондияйн. Эти геологические исследования значительно дополнили имевшиеся сведения об отложениях восточного (шантымского) комплекса ордовика и уточнили разрез силура. В 1957 г. М. Г. Трущелев (1960) дал подробное описание полиметаллических месторождений Шантым Прилука и Сотчем-йоля и тектоники этого района.

В 1955 г. В. А. Варсанофьева установила на р. Верхней Печоре среди мощной серии отложений девонского и силурийского возраста, развитых между устьями рек Большого Шежима и Большой Порожной, наличие характерных фаций силура лемвинского комплекса, совершенно тождественных породам бассейна р. Лемвы.

В 1955—1958 гг. в бассейнах рек Уньи, Верхней Печоры и Ильча проводили детальную геологическую съемку О. А. и А. Г. Кондияйн. Их исследования внесли много дополнений в стратиграфию ордовика и особенно силура указанных районов.

Крупным вкладом в дело изучения ордовика и силура Урала за период последнего десятилетия являются работы Г. П. Софронова (1956), М. И. Парханова (1959), М. Е. Раабен (1956, 1959), К. П. Евсеева (1956, 1959), Ю. Б. Евдокимова (1959), Н. И. Поповича и др. Их исследования охватили обширные районы западного склона и центральной полосы Полярного Урала от р. Кожима на юге до р. Щучьей на севере, в результате чего для данной территории Урала разработаны схемы стратиграфии ордовика и силура и собран весьма ценный материал по биостратиграфии этих отложений.

Наконец, необходимо отметить весьма полезную работу, которая в 1958 г. была выполнена стратиграфической комиссией по древним толщам севера Урала в составе: А. П. Белоусова, К. А. Львова, К. И. Прохоровой, И. Д. Соболева, Г. П. Софронова, В. Я. Устинова и А. В. Цымбалюк.

В настоящее время можно считать доказанным широкое развитие как ордовика, так и силура на западном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала и на Пай-Хое. Прослеживается изменение фациального характера осадков как по простиранью, так и вкрест простиранья с запада на восток. Может быть выделено несколько характерных фациальных комплексов, сохраняющих свои особенности в меридиональном направлении на больших расстояниях.

В данном очерке дано подразделение на ярусы, как это было принято подавляющим большинством исследователей Печорского края и Пай-Хоя. Для отдельных подразделений сделана попытка проследить их развитие в различных фациальных комплексах по всему западному склону Полярного, Приполярного и Северного Урала и Пай-Хоя (табл. 5 и 6). Подразделение на ярусы позволяет также сопоставить разрез силура Урала с силуром Прибалтики (принятым за эталон), а в дальнейшем — с силуром Западной Европы.

Схема стратиграфии ордовикских отложений западного склона Полярного, Приполярного и Северного Урала
Составила В. А. Варсанюфьева, 1959 г.

Единая стратиграфическая система			Унифицированная региональная схема стратиграфии		Северный, Приполярный и Полярный Урал																																								
Система	Отдел	Ярус	Прибалтика	Западный склон Полярного и Приполярного Урала	Бассейн р. Илыч		Бассейн рек Шугоры и Подчерем		Бассейн реки Косью		Бассейн р. Ельца	Бассейн р. Лемвы	Северная часть Полярного Урала	Пай-Хой																															
			Горизонты по Т. Н. Алиховой	Свиты по К. А. Львову	Западный (шежимский) комплекс	Восточный (шантымский) комплекс	Западная зона	Восточная зона	Елецкий комплекс	Лемвинский комплекс	По Б. Я. Осадчеву и А. М. Ивановой	По А. М. Ивановой и Е. А. Кузнецову																																	
Ордовикская	Верхний	Ашгидский	Пиргуский	Щугорская свита	Темно-серые известняки, углито-глинистые известняки и серицитово-известковистые сланцы с <i>Orthis parca</i> , <i>O. calligramma</i> , <i>Lepaena trana</i> , <i>Dyplogrypa bicornis</i> . Мощность до 500 м	Синева-серые, черные известковые и углито-известковые сланцы с <i>Monotrypa (?) verae</i> , <i>Stigmatella (?) ambaensis</i> . Мощность более 200 м	Серые, темно-серые известняки и мраморы, серицитово-известковистые и углито-известковистые сланцы с <i>Rafinesquina deltoidea</i> , <i>Climacopora</i> sp., <i>Nicholsonella vaupeli</i> , <i>Asaphus</i> sp. и др. Мощность 1000—1100 м	Темно-серые и желтовато-серые известняки и мраморы, с обломками трилобитов и брахиопод. Мощность 250 м. Белые, желтовато-белые и синева-серые известняки с прожилками кальцита, с обломками брахиопод. Мощность 400 м. Серые криноидные, брахиоподовые известняки. Мощность 20 м. Синева-серые и темно-серые известняки с брахиоподами и мшанками. Мощность 100 м. Темно-серые известняки с <i>Nicholsonella vaupeli</i> , <i>Rafinesquina cf. deltoidea</i> . Мощность 80 м	Темно-серые известняки с <i>Rafinesquina deltoidea</i> , <i>Dalmanella meeki</i> . Мощность несколько десятков метров	Кожимская свита Синева-серые, серые, толстослойные известняки, известковистые и углито-карбонатные сланцы. Зеленова-серые, хлорит-известковые и хлорит-углистые сланцы с линзами мелкозернистых песчаников с речептакулитами и <i>Caryocrinus</i> , <i>Sowerbyella sericea</i> , <i>Dianulites cf. petropolitani</i> . (Восточнее кожимская свита переходит в песчано-сланцевую фацию тисванского комплекса.) Мощность несколько сотен метров	Серые доломиты и доломитизированные известняки с <i>Sowerbyella</i> . Темно-серые, плитчатые доломиты и известняки с <i>Iliaenus</i> , <i>Chasmops</i> , <i>Climacopora</i> , <i>Rafinesquina cf. deltoidea</i> . Мощность несколько десятков метров	Качамльская свита Известковистые алевролиты, пегельчатые известняки, кварцитовидные песчаники с <i>Siphonotreta</i> , <i>Nicolella</i> , <i>Paramonites</i> . На юге замещаются песчано-сланцевой толщей тисванской свиты с <i>Rhyachotrema</i> , <i>Platystrophia</i> . Мощность несколько сотен метров	Осокейская свита Пестрые и черные кремнистые серицитово-глинистые, углито-глинистые сланцы, известняки с <i>Colunnaria ex gr. alveolata</i> . Мощность до 600 м	Серые, темно-серые брекчиевидные известняки с прослоями известковистых, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с <i>Tetradium borealis</i> , <i>Iliaenus groenlandicus</i> . Мощность 200 м																															
															Нижнекардовский (левский)	Кегельский Хревицкий	Темно-серые углито-известковые сланцы с пиритом, с <i>Dianulites petropolitani</i> . Мощность до 100 м. Мраморовидные, пиритизированные известняки, серицитово-известковые сланцы с члениками криноидей. Мощность не менее 300 м. Белые, мраморизованные криноидные известняки и серые тонкокристаллические доломиты. Мощность несколько десятков метров	Зеленова-серые, серые, голубые, темно-серые серицитово-глинистые и углито-глинистые сланцы и песчаники с <i>Dianulites petropolitani</i> , <i>Stigmatella</i> , <i>Paracharnella</i> . Зеленые, лиловые, малиновые филлитовые сланцы, песчаники, порфиритонды, амфиболитизированные диабазы с <i>Angarella</i> , <i>Finkelburgia</i> , <i>Archiacella</i> , <i>Endoceras</i> . Мощность до 600 м	Синева-серые известняки с прожилками кальцита с <i>Dekayella praenuntia</i> и <i>Anolofichia</i> . Мощность не менее 20 м. Серые, зеленова-серые кристаллические известняки с пиритом и с <i>Solenopora</i> , <i>Crinoidea</i> . Мощность 150 м	(O ₂ ^Y) Темно-серые с <i>Lichenaria</i> , <i>Lesnikowia</i> . Мощность до 200 м. (O ₂ ^{IV}) Белые, розоватые, зеленоватые мраморовидные известняки с <i>Nicholsonella</i> , <i>Solenopora</i> . Мощность до 50 м. (O ₂ ^{II}) Серые и темно-серые известняки с <i>Dekayella praenuntia</i> , <i>Batastoma</i> , <i>Rhynchotrema</i> , <i>Hebertella bellatrix</i> и др. Мощность до 100 м. (O ₂ ^I) Серые известково-кварцевые сланцы и песчаники с прослоями известняков с <i>Angarella</i> , <i>Cystoidea</i> , <i>Dianulites petropolitani</i> и др.	Охристые пестроокрашенные песчаники (кора ветривания). Мощность несколько метров	Грубеинская (филлитовая) свита светло-зеленых, лиловых филлитовых серицитово-хлоритовых сланцев, замещающих харбийшорской песчано-сланцевой фацией; пачешорской фацией пегельчатых глауконитовых известняков и моллодовожской фацией зеленых вулканогенных сланцев. Мощность несколько сотен метров	Сянгурская свита Серые, розоватые, зеленые, слюдяные, песчаные пегельчатые известняки, кварц-серицитовые, хлорит-серицитовые сланцы с <i>Asaphus</i> , <i>Niobe</i> , <i>Araokelphalus</i> , <i>Dianulites petropolitani</i> , <i>Monotrypa cf. magna</i> , <i>Lichenaria</i> , <i>Lamotia</i> . Мощность 700 м	Темно-серые, серые, желтовато-серые плитчатые брекчиеобразные известняки и серые, глинисто-кремнистые и известково-глинистые сланцы с <i>Chasmops odini</i> , <i>Dianulites petropolitani</i> , <i>Platystrophia lynx</i> , <i>Oxoplectra dorsata</i> . Мощность 250 м. Серые, темно-серые глинистые, кремнисто-глинистые сланцы с линзами известняков с <i>Sowerbyella</i> , <i>Echinospaerites</i> , <i>Lituites</i> , <i>Nileus armadilla</i> Серые глинистые известково-глинистые сланцы с прослоями и линзами известняков с <i>Megalaspis planilimbata</i> , <i>Niobe</i> , <i>Phyllograptus angustifolius</i> . Мощность до 200 м																					
																									Лландейлский	Шундоровский Итферский Кукерский Таллинский	Серые, зеленова-серые серицитизированные известняки, серицитово-известковистые, глинистые и серицитовые сланцы, аркозовые песчаники. Мощность до 500 м	Серые пиритизированные известняки с <i>Dianulites</i> , <i>Caryocrinus</i> . Мощность не менее 50 м. Серые, серицитизированные известняки. Мощность несколько десятков метров	Серые и розовые известняки с пиритом с <i>Cystoidea</i> , <i>Cyphotrypa kossensis</i> (Astr.). Мощность до 500 м	Молдинская свита (ангарелловый слой) Зеленова-серые кварц-хлоритовые сланцы и песчаники с <i>Angarella jaworowskii</i> . Мощность 600 м	Серые известняки с брахиоподами и табулятами. Мощность не менее 15 м. Серые, слоистые известняки с <i>Megalaspis</i> . Мощность несколько десятков метров	Местами в основании конгломераты, гравеллиты и песчаники и толща глауконитовых песчаников с <i>Apheoortis ticina</i> , <i>Lermontella pagensis</i> . Мощность несколько десятков метров	Минисейская свита Розовые, серые, лиловые, зеленые кварцито-песчаники, гравеллиты, кварцевые или полимиктовые конгломераты, альбит-хлорит-серицитовые, хлорит-эпидотовые сланцы. В низах свиты <i>Billingella lermontovae</i> . Мощность до 1000 м												
		Аренгский	Кундский Волховский																															Светло-серые и розовые кварцитовидные песчаники и кварцевые конгломераты. Мощность не менее 500 м	Светло-серые и розовые кварцитовидные песчаники и гравеллиты с прослоями глинистых сланцев с <i>Angarella</i> . Мощность более 1000 м	Филлитовая свита Зеленова-серые, хлоритово-серицитовые сланцы с кальцитом. Мощность 400 м	Розовые, лиловые кварцито-песчаники и конгломераты с прослоями глинистых сланцев с <i>Angarella</i> . Мощность до 2000 м	Обезинская свита Розовые, лиловые кварцито-песчаники и конгломераты с прослоями глинистых сланцев с <i>Angarella lopatini</i> . Мощность до 200 м	Серые и зеленова-серые кварцито-песчаники с <i>Angarella vorkutensis</i> . Мощность несколько десятков метров	Минисейская свита Розовые, серые, лиловые, зеленые кварцито-песчаники, аркозовые и туфогенные песчаники с линзами и прослоями полимиктовых конгломератов, гравеллитов и филлитовидных сланцев. Мощность более 500 м					
															Тремдоский	Мяэкульский Пакерортский																									Тельпосская свита	?	?	?	?

A₁ Cm₂ Cm₂ Cm₂ Cm₂ Cm₂ Cm₂ Cm₂ Cm₂ Cm₃? Cm₃?

Схема стратиграфии силурийских отложений западного склона Полярного, Приполярного и Северного Урала, Пай-Хоя и Тимана
Составила В. А. Варсанюфьева, 1958 г.

Единая стратиграфическая шкала			Северный, Приполярный и Полярный Урал										Пай-Хой	Северный Тиман						
Система	Отдел	Ярус	Бассейн р. Илыч		Бассейн рек Шугора и Подчерема	Сводный разрез для бассейна р. Косью	Р. Кожим	Р. Елец	Р. Лемва	Гряда Чернышева			Поднятие Чернова, о-в Б. Зеленец, восточное побережье Хайпудырской губы							
			Западный (шежимский) фациальный комплекс	Восточный (шантмыский) фациальный комплекс	Восточный комплекс	Восточная зона	Елецкий комплекс	Лемвинский комплекс	Район горы Адак	Р. Пым-за-шор	Бассейн р. Большой Сыни									
			По В. А. Варсанюфьева (среднее течение Илыча)	По О. Я. и Г. А. Кондайн (верхнее течение Илыча)	По В. А. Варсанюфьева и Г. А. Кондайн	По Е. Д. Сошкиной, Т. А. Добролюбовой, А. И. Першиной	По В. В. Маркину и А. А. и Г. А. Черновым	По В. В. Меннеру и М. Е. Раабен	По К. Г. Войновскому-Кригер	По К. Г. Войновскому-Кригер и К. П. Евсееву	По А. И. Першиной	По Г. А. Чернову	По А. И. Першиной и Г. А. Чернову	По Г. А. Чернову	По Б. Б. Чернышеву, А. К. Крыловой, Н. А. Кулик, А. М. Ивановой	По В. П. Бархатовой и Л. С. Коссовому				
Верхний	Верхнеудловский	?	?	?	?	?	?	?	?	?	Темно-серые известняки, мергели, доломиты, глинистые сланцы с <i>Leperditia</i> sp., <i>Kiaeris kuliki</i> . Мощность несколько десятков метров	?	Брекчиевидные известняки с остракодами и водорослями. Известняки, мергели и доломиты с <i>Mutationella</i> cf. <i>podolica</i> , <i>Protathyris praecursor</i> .	?	Серые известняки с прослоями глинистых сланцев с <i>Monograptus</i> . Мощность 40 м					
		Светлые мраморовидные известняки без фауны. Видимая мощность около 200 м	Известняки гребенского горизонта с <i>Prothathyris didyma</i> , <i>Lissatrypa scheii</i> , <i>Spirifer pseudogibbosus</i> . Мощность 100 м	Серые доломитизированные брекчиевидные и глинистые известняки с <i>Prothathyris didyma</i> и <i>Lissatrypa</i> sp. Мощность несколько десятков метров	Серые известняки с <i>Lissatrypa phoca</i> , <i>L. cf. scheii</i> , <i>L. linguata</i> , <i>Spirifer cf. parvulus</i> , <i>Sp. modestus</i> . Серые доломитизированные известняки с кремнями и прослоями глинистых и мергелистых сланцев с <i>Lissatrypa phoca</i> , <i>Prothathyris didyma</i> . Доломитизированные известняки и доломиты с <i>Favosites</i> , <i>Squamofavosites</i> , <i>Halysites</i> , <i>Conchidium vogulicum</i> var. <i>septentrionalis</i> . Общая мощность до 200 м	Серые известняки с <i>Lissatrypa didyma</i> , <i>Lissatrypa linguata</i> . Мощность до 100 м. Свита известняков Балбан-ю — доломитизированные известняки и доломиты с <i>Conchidium vogulicum</i> var. <i>septentrionalis</i> . Мощность до 500 м					Мергели, известняки с глинистыми прослоями <i>Lissatrypa prunum</i> , <i>Spirifer laeviplicatus</i> , <i>Lissatrypa phoca</i> и <i>L. linguata</i> , <i>Spirifer parvulus</i> . Мощность несколько десятков метров	Желтые и светло-коричневые кремнистые доломиты и известняки с <i>Lissatrypa scheii</i> , <i>Protathyris didyma</i> . Мощность не менее 60 м	Известняки и мергели со <i>Spirifer parvulus</i> , <i>Delthyris</i> cf. <i>magnus</i> . Мощность несколько десятков метров	Коричнево-серые известняки с <i>Sirophedonta</i> aff. <i>interstitialis</i> . Серые и коричневые известняки и известковистые сланцы с <i>Lissatrypa scheii</i> , <i>L. linguata</i> , <i>Protathyris didyma</i> , <i>P. praecursor</i> , <i>Spirifer pseudogibbosus</i> , <i>Camartroechia nucula</i> , <i>Proetus waigatschensis</i> , <i>Favosites gothlandicum</i> , <i>Fistulipora arctica</i> A. S. T., <i>Eridotrypa alternans</i> A. S. T.	Плотные черные и серые известняки с прослоями углисто-известковистых сланцев с <i>Monograptus bohemicus</i> . Мощность 80 м					
Силурийская	Нижнеудловский	Серые мраморовидные известняки с обломками мелких колоний фавозитид, теллолитов, альвеолитов и фистулопорид. Массивные криноидные известняки с остатками <i>Orthoceras</i> , гастропод, брахиопод и крупными обломками <i>Syndetocrinus uralicus</i> , <i>Lissatrypa kuschuensis</i> , <i>L. linguata</i> , <i>Brooksina alaskensis</i> . Общая мощность 400 м	Глинистые известняки и мергели с обильной фауной табулят и с брахиоподами <i>Protathyris didyma</i> , <i>Syringopora ex gr. schmidtii</i> , <i>Favosites forbesi</i> , <i>F. terra-novae</i> . Мощность 400 м	Серые глинисто-серпичитовые сланцы и известняки с <i>Favosites forbesi</i> , <i>Syringopora aff. schmidtii</i> . Углисто-известковистые сланцы, глинисто-серпичитовые сланцы и известняки с <i>Conchidium vogulicum</i> . Видимая мощность несколько десятков метров	Серые глинистые известняки и известковистые сланцы с <i>Protathyris didyma</i> , <i>Spirifer pseudogibbosus</i> , <i>Mycophyllum lateformis</i> , <i>Favosites gothlandicum</i> . Мощность несколько десятков метров	Серые известняки с <i>Protathyris didyma</i> , <i>Lissatrypa linguata</i> . Мощность до 100 м. Свита известняков Балбан-ю — доломитизированные известняки и доломиты с <i>Conchidium vogulicum</i> var. <i>septentrionalis</i> . Мощность до 500 м					Массивные серые и серо-желтые доломитизированные известняки с <i>Brooksina cf. striata</i> , <i>Lissatrypa linguata</i> , <i>Atrypa marginalis</i> . Мощность не менее 500 м	Кремнисто-глинистые и глинистые сланцы с прослоями петельчатых известняков с <i>Pristiograptus guertrudae</i> , <i>Monograptus bohemicus</i> , <i>M. crinites</i> , <i>M. colonus</i> , <i>Linograptus</i> . Мощность 230 м	Плитчатые известняки и доломиты, переслаивающиеся с амфиоровыми червячковыми известняками и доломитами с остракодами и водорослями. Известняки и доломиты с <i>Conchidium vogulicum</i> , <i>Protathyris didyma</i> , <i>Favosites jungites</i> . Глинистые известняки с <i>Conchidium pseudoknighti</i> . Мощность более 100 м	?	Известняки и доломитизированные известняки, глинистые сланцы с <i>Lissatrypa phoca</i> , <i>L. scheii</i> . Мощность несколько десятков метров. Известняки, доломитизированные известняки, мергели и глинистые сланцы с <i>Cochidium ex gr. vogulicum</i> , <i>Lissatrypa linguata</i> , <i>Favosites fidelis</i>					
		Массивные мраморовидные известняки с тонкозернистыми <i>Favosites</i> . Светло-серые тонкозернистые известняки с гастроподами и пентамеридами. Тонкозернистые известняки с гнездами кальцита, остатками гастропод и крупными <i>Megalomus</i> , а в верхней части с колониями строматопорид и фавозитид. Общая мощность 250 м	Переслаивание пиритизированных толстослоистых известняков со сланцами и пакчи переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов и глини. Определены <i>Protathyris didyma</i> и <i>Mesofavosites</i> sp. Общая мощность 320—350 м	Сланцы с известковыми прослоями с <i>Dalmanella crassa</i> и <i>Protathyris didyma</i> . Углистые и глинистые алевролиты с <i>Monograptus</i> , розовые пестрые мергели с <i>Octavites</i> cf. <i>spiralis</i> , железистые красноватые глинистые сланцы. Криноидные темные известняки, переходящие в углисто-известковые сланцы с обильными кварц-кальцитовыми жилами с <i>Favosites</i> cf. <i>gothlandicus</i> , <i>Halysites</i> и одиночными кораллами <i>Rugosa</i> . Мощность 350 м	Темно-серые плитчатые и брекчиевидные доломиты и известняки и известково-глинистые сланцы с <i>Clathrodictyon vesiculatum</i> , <i>Favosites alveolaris</i> , <i>Syringopora fascicularis</i> , <i>Protathyris didyma</i> . Мощность несколько десятков метров	Серые и темно-серые доломитизированные известняки с <i>Palaeohalysites gothlandicus</i> , <i>Palaeofavosites groenlandicus</i> , <i>Pentamerus ex gr. oblongus</i>	Серые, плитчатые окремненные известняки с <i>Protathyris didyma</i> , <i>Lissatrypa linguata</i> . Мощность до 100 м. Свита известняков Балбан-ю — доломитизированные известняки и доломиты с <i>Conchidium vogulicum</i> var. <i>septentrionalis</i> . Мощность до 500 м					Светло-серые доломиты с друзами кальцита с <i>Favosites</i> , <i>Pholidophyllum</i> . Мощность не менее 100 м. Темно-серые и черные доломитизированные известняки с прослоями и линзами черного кремня и светлых известняков. Мощность несколько десятков метров.	Черные кремнисто-глинистые сланцы с линзами и прослоями доломитов и известняков с <i>Monoclimacis</i> aff. <i>griestokiensis</i> , <i>Spirograptus tuviculata</i> , <i>Cyrtograptus</i> sp., <i>Monograptus mauri</i> . Мощность несколько десятков метров	Доломиты с остракодами, ходами червей и водорослями. Доломитизированные известняки с желваками черного кремня с <i>Halysites simplex</i> , <i>Favosites gothlandicus</i> . Мощность несколько десятков метров	Серые и коричневые известняки, глинистые и доломитизированные с горизонтами «червячковых» известняков и <i>Favosites gothlandicus</i> , <i>Protathyris didyma</i> . Мощность 150 м. Серые и темно-серые известняки с <i>Favosites</i> cf. <i>terra-novae</i> , <i>Mesofavosites oblongus</i> . Мощность 300 м	Глинистые известняки с <i>Conchidium</i> cf. <i>trianguluma</i> , <i>Murchissoniana demidoffi</i> , <i>Heliolites decipies</i> . Мощность 70 м. Доломиты с водорослями и остракодами. Мощность 40 м. Брекированные доломиты с желваками кремней с <i>Atrypa analoga</i> , <i>Rhynchotretra cuniata</i> , <i>Tryplasma primum</i> , <i>Favosites gothlandicus</i> var. <i>taymyrica</i> . Мощность не менее 250 м	Серые известняки и доломитизированные известняки с <i>Protathyris didyma</i> , <i>Lissatrypa linguata</i> , <i>Clathrodictyon variolara</i> var. <i>vaigatschense</i> , <i>C. vesiculosum</i> , <i>C. jasygiatum</i> , <i>Favosites hisingeri</i> . Мощность более 100 м	Черные углисто-глинистые сланцы с известковыми конкрециями с <i>Diplograptus guensis</i> , <i>Monograptus spiralis</i> . Мощность 20 м		
Нижний	Велюкский	Плотные, тонкозернистые известняки с гастроподами, переслаивающиеся с крупнозернистыми белыми и желтоватыми доломитами. В нижней части толщи в известняках встречаются колония строматопорид, фавозитов, гелиолитов, единичные <i>Halysites</i> , кораллы <i>Rugosa</i> (<i>Columnaria rugosa</i>). В желтых доломитах р. Кос-ю определены трилобиты <i>Lichas laevis</i> , <i>Sphaerogochus angustifrons</i> , <i>Iliaenus linnarsoni</i> . Общая мощность 150 м	Углисто-доломитовые брекчи с <i>Palaeofavosites alveolaris</i> , <i>P. ex gr. balticus</i> , <i>Columnaria rugosa</i> . Слои с <i>Virgiana</i> sp. Конгломераты, брекчи с остатками кораллов и др. ископаемых. Общая мощность 350 м	Черные слоистые и массивные доломиты; светлые массивные доломиты без фауны, темные брекчиевидные доломиты без фауны. В слоистых доломитах редкие одиночные кораллы, разрезы пентамерид, в темных массивных доломитах гагизиты и фавозиты: <i>Palaeohalysites kubiki</i> , <i>Halysites escheroideus</i> , <i>H. agglomerata</i> , <i>Favosites forbesi</i> . Рассланцованные серые известняки без фауны. Серые амфиоровые (червячковые) известняки	Серые и темно-серые доломитизированные червячковые известняки. Мощность более 150 м	Верхнеудловская свита. Доломитизированные известняки и доломиты с гнездами кальцита с <i>Pentamerus ex gr. borealis</i> . Мощность 85 м. Нижнеудловская свита. Верхняя подсвита. Светло-серые, желтовато-серые и розовые доломитизированные известняки. Мощность 250 м. Нижняя подсвита. Темные и черные известняки с <i>Heliolites</i> и <i>Rastroporella</i> . Мощность до 200 м. Усть-зыбская свита (амфиоровые слои). Темно-серые и серые червячковые известняки. Мощность несколько десятков метров					Темно-серые алевролитовые глинистые сланцы и известняки с <i>Pentamerus oblongus</i> , <i>Triplecia</i> (?) sp. Мощность около 120 м. Темно-серые плотные известняки с <i>Stricklandia</i> aff. <i>lirata</i> и колониями <i>Favosites</i> , <i>Clathrodictyon</i> . Мощность 12 м				Доломитизированные известняки и доломиты с <i>Pentamerus oblongus</i> . Брекчиевидные доломиты с <i>Virgiana barrandei</i> , <i>Barrandella bosciensis</i> . Известняки, доломиты и брекчиевидные известняки с <i>Streptelasma whitardi</i> . Доломитизированные известняки с <i>Columnaria</i> sp. Мощность несколько десятков метров	Черные и темно-серые известняки с <i>Favosites gothlandicus</i> , <i>Stromatopora discoides</i> . Мощность 80 м. Коричневые, битуминозные известняки и доломиты с <i>Favosites gothlandicus</i> , <i>Clathrodictyon</i> cf. <i>cystosium</i> . Мощность 60 м	Доломиты и известняки амфиородами и галлитами. Мощность более 100 м. Доломитизированные слоистые известняки с амфиородами (?). Мощность несколько сотен метров	Светлые слоистые доломиты, темно-серые доломиты массивные, с гнездами доломита и кальцита с <i>Eostriatopora arctica</i> . Мощность 150 м	Глинистые, углисто-глинистые сланцы с прослоями известняков с <i>Monograptus longus</i> . Мощность 120 м	
																Хальмерская свита. Желтоватые, кварцевые доломитизированные известняки с ортидами. Мощность 50 м. Черноречская свита. Белые и желтоватые доломитизированные известняки с <i>Favosites gothlandicus</i> , <i>Pentamerus oblongus</i> , <i>P. samoedicus</i> . Мощность более 30 м. Великоречская свита. Кварцевые песчаники и мергели. Мощность 15 м				

Там, где нет четкой фаунистической характеристики, ярусы выделяются условно и границы между ними разными авторами по-разному проводятся. Поэтому в сводных таблицах, составленных для удобства сравнения, приведены и сопоставлены схемы разных авторов. Деление на отделы далеко не всеми проводится одинаково, в связи с чем в сводных таблицах эти подразделения не унифицированы. Принятая автором схема соотношений между отделами и ярусами дана в эталонной колонке Прибалтики; но, кроме того, в отдельных разрезах отражена точка зрения их составителей на проведение границ между отделами и увязку их с ярусами.

Детальное описание тремадокского яруса и тесно связанной с ним нижней части аренигского, изучавшихся большинством геологов в связи с исследованием более древних метаморфических сланцев Урала, приводится в разделе, посвященном описанию кембрия. Оно не вошло поэтому в главу об ордовике. Однако в этой главе нельзя совершенно не коснуться нижнего ордовика и не вводить в сводные таблицы тремадока и нижней части аренигского яруса.

В связи с этим встает вопрос о пересмотре возраста тех толщ, которые были отнесены к тремадоку на Урале, т. е. тельпосской свиты К. А. Львова и соответствующих ей по положению и литологическому составу обеизской свиты Г. А. Чернова, выделенной им в бассейне р. Косью, и минисейской свиты Полярного Урала, описанной Б. Я. Осадчевым. После находок *Angarella* в верхней части обеизской (тельпосской) свиты она отнесена к нижнему ордовика. Граница между ордовиком и доордовикскими слоями проводилась под базальными конгломератами тельпосской свиты, с резким угловым несогласием залегающих на доордовикских породах. Соглашаясь с тем, что выделение тремадока на Урале в значительной степени условно, все же, по мнению большинства исследователей, до получения более убедительных палеонтологических данных следует принять тремадокский возраст для тельпосской свиты и ее аналогов¹.

СЕВЕРНЫЙ, ПРИПОЛЯРНЫЙ И ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

1. БАССЕЙН Р. ВЕРХНЕЙ ПЕЧОРЫ

В пределах бассейнов рек Верхней Печоры и Илыча на западном склоне Урала прослеживаются три различных фациальных комплекса ордовика и силура.

Западный, или шежимский, протягивается от широтного участка р. Илыча и его притоков Кос-ю и Шежим-ю на реки Верхнюю Печору и Унью с ее притоком Кысуньей. Он может быть прослежен и на р. Вишере за пределами бассейна р. Печоры. Породы, отчасти сходные с сложениями этого комплекса, к северу от р. Кос-ю (ильчской) выступают в области самого верхнего северного участка меридионального течения р. Илыча.

¹ Надо отметить, что на Урале не могут быть выделены некоторые стратиграфические подразделения западно-европейской стратиграфической схемы ордовика и силура, охарактеризованные главным образом граптолитовой фауной, как лланвирнский ярус, тараннок и др. Лланвирнский ярус в СССР вообще обычно не выделяется, тараннок и тренток могут быть выделены только на Пай-Хое, где развиты граптолитовые фауны.

В настоящее время при детализации стратиграфии хорошо изученных и богатых фауной разрезов ордовика для некоторых районов СССР в верхней части карадокского яруса выделяется ярус ашгилий. Для северных районов Урала и Пай-Хоя пока еще нет палеонтологических оснований для выделения этого яруса, который поэтому и не включен в стратиграфическую схему ордовика, принятую в данном очерке.

Восточный, или шантымский, комплекс хорошо развит в бассейне р. Илыча, в области южной части меридионального отрезка его течения. Он протягивается вдоль западной окраины горной полосы, выступающей по берегам р. Илыча и по его притокам от устья р. Иджид-Ляги на юге до устья р. Кожим-ю (илычской) на севере. Этот комплекс может быть прослежен еще далее на север в бассейнах рек Подчерема, Шугора и притоков р. Усы: Косью, Кожим-ю и Ельца. На всем этом протяжении он сохраняет свои характерные литологические особенности.

К югу от р. Иджид-Ляги шантымский комплекс замещается отложениями третьего, верхнепечорского комплекса, представленного фациями лемвинского типа. Отложения этого своеобразного комплекса выступают в обнажениях по р. Малой Печоре и ее притокам Малому Шежиму, Саге, Елме и Большой Порожной. Породы верхнепечорского комплекса протягиваются на юг в бассейн р. Уньи, где восточная часть силурийских и девонских отложений этого комплекса как бы упирается в выдвинутый к западу горный массив Мань-Емти-Ньер, сложенный доордовикскими кристаллическими сланцами.

Эти соотношения привели к представлению о наличии здесь надвига пород горной полосы, под которыми скрываются отложения верхнепечорского комплекса (Варсанюфьева, 1940, 1953б). К югу от горных массивов Мань-Емти-Ньер и Яны-Емти-Ньер, в верховьях р. Вишеры, где горная полоса снова несколько отступает к востоку, породы верхнепечорского комплекса не встречены. Здесь развит силур в фациях, близких к шантымским (Иорданский, 1932). К северу от Малой Печоры отложения верхнепечорского фациального комплекса выступают на раскохе Якова, впадающей в р. Большой Шежим, и протягиваются в верховья р. Шежим-ю (приток р. Илыча).

Следует отметить, что в верхнем отрезке меридионального участка течения р. Илыча (выше урочища Нырыс-луг) развиты отложения, расположенные, в общем, по простиранию западного фациального комплекса, но существенно от него отличающиеся. Различия особенно подчеркиваются в силуре, который здесь представлен более мелководными, частью терригенными фациями.

ЗАПАДНЫЙ (ШЕЖИМСКИЙ) ФАЦИАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

Ордовикские и силурийские отложения западного фациального комплекса протягиваются в бассейны рек Илыча, Малой Печоры и Уньи вдоль восточной окраины гряды Иджид-Парма, сложенной средне- и верхнедевонскими отложениями: преимущественно эфельскими такатинскими песчаниками, частью пашийскими песчаниками и фаменскими кремнистыми плитняками. Подчиненную роль играют франские известняки, вскрытые в области «прорыва» р. Уньи через Высокую Парму, т. е. южное продолжение Иджид-Пармы. По-видимому, на Малой Печоре фаменские кремнистые плитняки Высокой Пармы покрываются фациально сходными с ними турнейскими отложениями.

Полоса ордовикских и силурийских отложений ограничена с запада, а местами, по-видимому, и с востока тектоническими контактами, в связи с чем могут выпадать нижние горизонты ордовика и верхние горизонты силура. Наиболее полно развиты отложения западного комплекса в бассейне р. Илыча, где А. Кейзерлингом впервые было установлено развитие ордовика (в прежнем понимании нижнего отдела силурийской системы) и собрана фауна в обнажении Шежим-ды-кост кырта выше устья р. Шежим-ю. В связи с этим и предлагается для данного комплекса название «шежимский».

Ордовикские отложения

Отложения, которые можно было бы более или менее обоснованно отнести к тремадокскому ярусу в шежимском фациальном комплексе, неизвестны. Разрез ордовика начинается здесь со слоев предположительно аренигского возраста. С ними можно познакомиться по р. Кос-ю, правому притоку р. Илыча. Они выступают в виде целого ряда обнажений, образующих здесь почти непрерывную серию скалистых выходов в обрывистых берегах узкой каньонообразной долины среднего течения Кос-ю.

Нижняя часть толщи, условно отнесенная к аренигскому ярусу, представлена глинисто-серицитовыми сланцами, постепенно переходящими в рассланцованные серицитизированные известняки и известковые сланцы. В основании этой толщи залегают зеленовато-серые глинисто-серицитовые сланцы, совершенно лишенные фауны. В сланцах встречаются небольшие линзочки известняка, располагающиеся ориентированными рядами, согласными с напластованием. Появляются небольшие прослой аркозового песчаника. Вверх по разрезу линзы известняка становятся более многочисленными и постепенно вытесняют сланцы. Фауны в этих породах не найдено. Они могут быть условно отнесены к аренигскому ярусу на основании стратиграфического положения и залегания под слоями с аренигско-лландейльской фауной. Это предположение согласуется с характерным для низов аренигского яруса литологическим составом сланцевой толщи, постепенно переходящей в карбонатную. Определить мощность толщи сланцев трудно, так как напластование сильно замаскировано кливажем, а там, где оно яснее выступает, намечается мелкая складчатость.

Мощность толщи не менее 200—300 м, а возможно, и более.

Граница аренигского и лландейльского ярусов пока не может быть намечена. В обнажениях р. Кос-ю можно наблюдать, как немые известняки и сланцы постепенно переходят в палеонтологически охарактеризованные серые серицит-известняковые сланцы и узловатые рассланцованные известняки. Среди них по р. Шежим-ю была собрана следующая фауна: *Orthis* cf. *semicircularis* Eichw., *O. calligramma* Dalm., *Proporambonites inflexus* (P and.), *Paurorthis parva* (P and.), остатки трилобитов из рода *Cheirurus* (Иорданский, 1928)¹, мшанки *Diplotrypa bicornis* (Eichw.).

Эта фауна соответствует комплексу форм, встречающихся в горизонтах В₁₁—С₁₁ Прибалтики, т. е. в лландейльском и частью аренигском ярусах. Содержащие ее слои могут быть отнесены к нижнему и среднему ордовика. Мощность их, вероятно, не менее 500 м.

К югу от бассейна р. Илыча ордовикские рассланцованные серицитизированные известняки выступают на р. Печоре близ устья р. Луговой, где Н. Н. Иорданским (1928) в них была собрана следующая фауна: *Orthis sagittifera* M'Coу, *Paurorthis parva* (P and.), *Harknessella* aff. *vespertilio* Sow., *Rafinesquina* aff. *carinata* Holt., *Cheirurus* sp., *Cyphotrypa* Astg. Здесь, в общем, тот же комплекс, что и в ордовикских отложениях бассейна Илыча. Однако интересно отметить присутствие *Harknessella* aff. *vespertilio*, т. е. представителей верхнеордовикского рода, появление которых, во всяком случае, свидетельствует о близости к границе карадока.

¹ Там, где ранее собранная фауна не пересматривалась в последние годы, сохраняются определения собиравших ее исследователей.

Полоса ордовикских отложений западного, или шежимского, фациального комплекса протягивается к югу от р. Печоры и пересекает р. Унью близ устья р. Черной. Здесь выступают, по-видимому, те же стратиграфические горизонты, но фациальный характер пород несколько изменяется: известняки играют подчиненную роль и толща сложена главным образом сланцеватыми слюдистыми песчаниками и тонкослоистыми зеленовато-или голубовато-серыми серицитизированными доломитами, между пластами которых иногда встречаются кварцевые песчаники. Слои доломита местами сплошь переполнены брахиоподами плохой сохранности. В некоторых слоях встречается большое количество остатков трилобитов, главным образом пигидиумов различных азафид. Н. Н. Иорданским (1928) отсюда определены: *Paurorthis parva* P a n d., *Leptaena trama* K e y s., *Rafinesquina* aff. *carinata* H o l t., *R.* aff. *deltoidea* C o n g., *Harknessella* aff. *vespertilio* S o w., *Cheirurus* sp., *Asaphus* sp.

Это все тот же комплекс, в котором, кроме ниже- и среднеордовикских брахиопод, присутствуют, по-видимому, представители верхнего ордовика: *Rafinesquina deltoidea* и др.

В 1951 г. из ордовикских отложений по р. Унье Н. Г. Чочиа были собраны брахиоподы. По предварительному определению О. Н. Андреевой, в этой коллекции имеются: *Harknessella* sp. nov., *Clitambonites* sp., *Sowerbyella* (?) sp., *Camarotoechia* sp., *Orthis* sp. Общий характер брахиопод и обилие остатков *Asaphus*, по мнению О. Н. Андреевой, позволяет относить данную фауну к среднему ордовику.

К северу от среднего течения р. Илыча и его притоков Кос-ю и Шежим-ю ордовик шежимского фациального типа вскрыт в верхнем участке течения р. Илыча выше урочища Нырыс-луг, где ордовикские отложения были обнаружены В. А. Варсановичевой в 1923 г. Здесь, на левом берегу реки выше Нарыс-луга, были собраны остатки брахиопод, трилобитов и мшанок, переданные для определения Н. Н. Иорданскому и Г. Г. Астровой. Они указывают следующие формы: *Orthis* cf. *semicircularis* E i c h w., *Archaeorthis christianiae* K j a e g., *Rafinesquina* sp., *Illaenus* sp., *Asaphus* sp., *Monotrypa* (?) *verae* A s t r. Наличие *Asaphus* и *Archaeorthis christianiae* K j a e g., характерной для нижнего ордовика, позволяет говорить о развитии здесь тремадокского, аренигского и лландейльского ярусов.

В 1956 и 1958 гг. верхнее течение р. Илыча было исследовано О. А. и Г. Н. Кондияйн, впервые описавших ордовик и силур этого участка. В расположенных здесь выходах ордовика были встречены: *Dinorthis* sp., *Rafinesquina* sp., *Sowerbyella* sp., *Asaphus* sp., *Illaenus* sp.

В общем, в полосе ордовикских пород, протягивающихся вдоль восточной окраины Высокой Пармы и Иджид-Пармы, устанавливается наличие нижнего и среднего ордовика. О развитии верхнего ордовика пока говорить не приходится. Отсутствие верхнего ордовика может быть связано с перерывом в накоплении осадков между ордовиком и силуром. Углового несогласия между отложениями этих систем не отмечено ни на Кос-ю, где можно наблюдать непосредственный контакт между теми и другими породами, ни на Илыче. Здесь последние выходы среднеордовикских расланцованных известняков с мелкими брахиоподами отделены от первых выходов силурийских доломитов и известняков задернованным промежутокм не более 15—25 м. В него, конечно, нельзя поместить весь комплекс отложений, соответствующих карадокскому ярусу. Залегание слоев той и другой системы согласное.

На Печоре, близ устья р. Луговой, между выходом расланцованных известняков с фауной среднего ордовика и выходами выступающих

поблизости силурийских известняков и доломитов (обнажение «у Пещеры») А. Г. Кондиайн отмечает развитие битуминозных доломитовых «конглобрекчий». Они слагают нижние слои лландоверского яруса и в обломках их видны следы органических остатков. Сходные доломитовые конгломерато-брекчии с остатками кораллов и других ископаемых наблюдались А. Г. Кондиайн в верховьях Илыча ниже Зеленого Луга. На реках Илыче и Унье, как и на Шежим-ю, эти базальные отложения лландоверского яруса, по-видимому, имеют распространение, но не обнажаются на поверхности.

Наличие седиментационных конгломерато-брекчий свидетельствует о происходивших на границе этих двух периодов эпейрогенических поднятиях, связанных, вероятно, с таконской орогенической фазой, ясно проявившейся на восточном склоне Урала.

Возможно, что верхнеордовикские осадки были отложены в свое время, затем размыты в эпоху поднятий местами полностью, местами может быть частично. Они могли сохраниться в отдельных участках. В основном же разрез ордовика и силура шежимского фациального комплекса слагается из осадков аренигского и лландейльского ярусов, далеко не полностью вскрытых в обнажениях. Так, например, на Илыче и Шежим-ю, так же как на Печоре и Унье, не выступает нижняя часть аренигского яруса, хорошо обнаженная в разрезе Кос-ю.

Отсутствие нижнего ордовика может быть связано с ненормальным тектоническим контактом по западной окраине полосы ордовикских пород, которая граничит то со средним девоном (Илыч, Шежим-ю), то с нижним карбоном (Малая Печора), то снова со средним девоном (Унья).

Силурийские отложения

По направлению к востоку ордовик сменяется силурийскими отложениями.

Для более полного обзора состава силурийских отложений западного, шежимского, фациального комплекса приводятся три разреза: 1) в среднем течении р. Илыча, 2) по р. Печоре в районе устья р. Луговой и 3) в верхнем течении р. Илыча.

1. Разрез в среднем течении р. Илыча. Достаточно полный разрез силура можно проследить по р. Илычу, где В. А. Варсанюфьева описала отложения, отнесенные ею к лландоверскому, венлокскому и нижнелудловскому ярусам. Из них последний достаточно ясно охарактеризован палеонтологически, а первые два выделяются в значительной степени условно.

Лландоверский ярус. К лландоверскому ярусу относится толща плотных тонкозернистых кристаллических известняков с гастроподами, переслаивающихся с крупнозернистыми белыми и желтоватыми, в основном немymi доломитами (рис. 25). В некоторых пластах известняка в нижней части толщи, кроме гастропод, встречаются обломки брахиопод, одиночные, плохой сохранности кораллы *Rugosa*, колонии неопределимых до вида *Favosites*, *Heliolites* и *Stromatopora*, единичные колонии *Halysites*. Общая мощность толщи не менее 100—150 м. Отнесение описанной толщи к лландоверскому ярусу более или менее условно. Оно основано на находках южнее (в аналогичных известняках западной полосы силура на реках Шежим-ю и Унье) гладких пентамерусов лландоверского типа, а севернее (в доломитах разреза р. Кос-ю) — трилобитов, относящихся к низам лландоверского яруса: *Lichas laevis* Eichw., *Sphaeroxochus angustifrons* Ang., *Iliaenus linnaerossi* var. *ovus* Holm., *Cheiruru* ex gr. *nierkowskia* Schm.

Венлокский ярус. На Ильче ландоверские известняки и доломиты постепенно переходят в вышележащие, по-видимому, венлокские отложения. Провести между ними границу трудно.

К низам венлокского яруса условно отнесена мощная толща тонкозернистых известняков с гнездами и жилками кальцита, с остатками

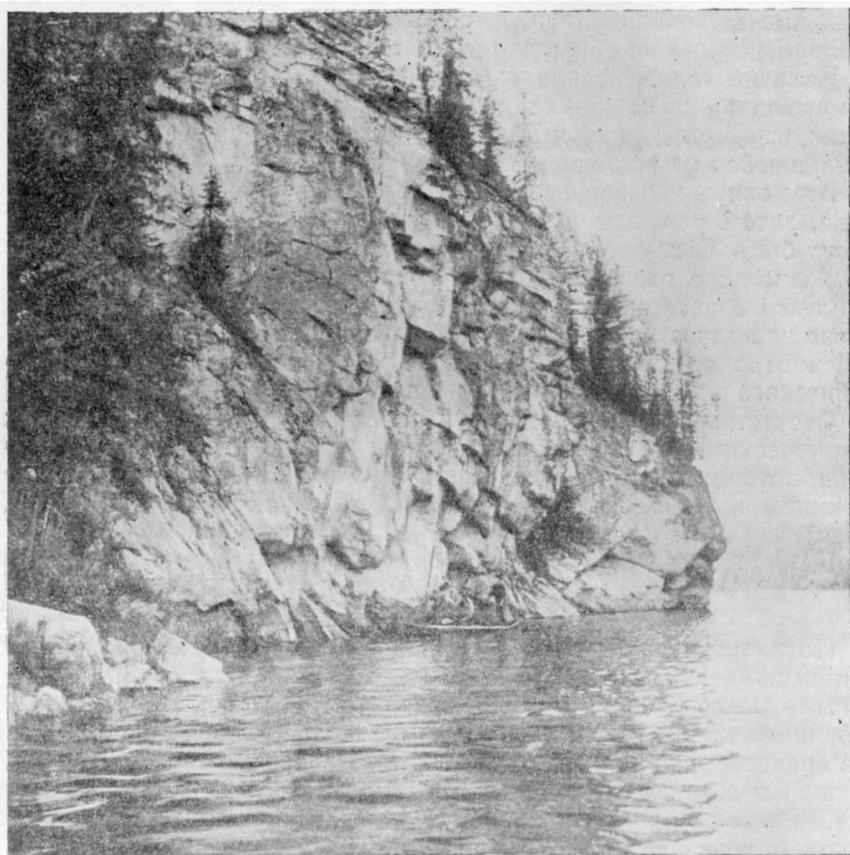


Рис. 25. Обнажение Сотчем кырта. Светлые известняки и доломиты ландоверского яруса. Фото В. А. Варсанюфьевой

гастропод и крупных *Megalomus*. В верхней части толщи наряду с многочисленными гастроподами присутствуют колонии фавозитид и строматопорид. Мощность толщи не менее 150—200 м.

Толща отнесена к венлоку на том основании, что отложения того же фациального типа с крупными пелециподами развиты на р. Вишере, где вместе с *Megalomus* встречаются венлокские и нижнелудловские ископаемые (Иорданский, 1932). Сходные отложения имеются и на восточном склоне Урала на р. Тальгии (бассейн р. Лозьвы). Наконец, фации известняков с крупными *Megalomus* пользуются широким развитием на о-ве Вайгач и затем в Средней Азии, где их также относят к венлокскому ярусу. На известняках с *Megalomus* залегают известняки, которые были отнесены В. А. Варсанюфьевой условно к лудловскому ярусу. Однако палеонтологического обоснования возраста данных пород пока не может быть дано и, возможно, более правильно

относить их условно к верхам венлокского яруса, как будет видно из дальнейшего описания разреза Ильча.

В слоях, условно отнесенных к верхам венлока, могут быть выделены две толщи.

1. Светло-серые тонкозернистые известняки с остатками гастропод и пентамерид. В верхних частях этой толщи появляется характерная крустификационная структура, обусловленная, по мнению изучавшей эти известняки Корде, перекристаллизацией известковых водорослей. До последнего времени эта структура описывалась под названием «псевдостроматопоровой». Видимая мощность толщи не более 40 м.

2. Массивные мраморовидные известняки, сложенные главным образом колониями тонкоячеистых фавозитид. Местами у них выступает «псевдостроматопоровая» структура. Мощность их, учитывая перемены в выходах, может достигать несколько сотен метров. Видимая мощность не превышает нескольких десятков метров.

Лудловский ярус. В устье р. Кос-ю и выше по р. Ильчу, выступают массивные светло-серые кристаллические известняки с плохо сохранившимися остатками богатой фауны. Они относятся к низам лудловского яруса.

Обычно это криноидные известняки с обломками характерных толстых стеблей *Syndetocrinus uralicus* Jak., раковин пентамерид, ядер гастропод. Изредка встречаются ядра и обломки *Orthoceras*, небольшие колонии фавозитид, проблематичные радиально-лучистые организмы, округлой или овальной формы. Характерна крустификационная структура, типичная для рифогенных известняков.

Из найденных в этой толще по р. Ильчу брахиопод А. Н. Ходалевичем были определены: *Lissatrypa kuschvensis* Tschern., *L. linguata* Buch, *Conchidium* sp. nov. (ex gr. *vogulicum* VERN.), *Brocksina* aff. *alaskensis* Kirk. и др. На р. Шежиме в криноидных известняках этой же толщи Н. Н. Иорданским были найдены *Conchidium* aff. *pseudoknighti* Tschern. — форма, характерная для банкового горизонта лудлова. Подтверждением лудловского возраста массивных криноидных известняков, по Н. Н. Яковлеву, служит и находка *Syndeticrinus uralicus*. На Южном Урале остатки этого же вида морской лилии приурочены также к низам лудлова.

Мощность толщи не менее 400—500 м.

Непосредственно выше массивной толщи криноидных известняков выступают светло-серые мраморовидные известняки, представляющие местами брекчию из обломков колоний фистулипор, альвеолитов, гелиолитов и мелких колоний фавозитид. Видимая мощность их незначительна. Условно эта толща отнесена к нижнему лудлову.

Палеонтологически охарактеризованный верхнелудловский ярус на р. Ильче не установлен. Возможно, что этот ярус представлен светлыми толстослоистыми мраморовидными немymi известняками, выступающими после некоторого перерыва к востоку от нижнелудловских обнажений на правом берегу Ильча.

II. Разрез по р. Печоре. А. Г. Кондаин подробно исследовала разрез силура западного фациального комплекса р. Печоры в районе устья р. Луговой.

Лландоверский и венлокский ярусы. В 1,6 км выше устья р. Луговой на правом берегу Печоры находится описанный Н. Н. Иорданским (1928) выход рассланцованных известняков и глинисто-алевроитовых сланцев с фауной среднего ордовика. Наблюдаемая здесь мощность ордовикских пород равна 70 м. Далее следует заросший участок (615 м), после которого на том же берегу выступают, по данным А. Г. Кондаин, породы силурийского возраста, обнаженные на

значительном протяжении после пожара в начале сороковых годов (снизу вверх):

1. Битуминовые буровато-серые известняковые конгломераты	5 м
2. Среднезернистые доломиты, переслаивающиеся со светлым, желтовато-белым сахаровидным доломитом	30 „
3. Светло-серые известняки сравнительно крупнозернистые с ядрами гастропод, выполненными кальцитом	110 „
4. Доломитизированные сахаровидные известняки и доломиты, разбитые системой трещин кливажа; в них найдены <i>Pentamerus cf. waigatschensis</i> Nikif., неясные остатки одиночных кораллов и др.	150 „
Общая мощность лландовери и венлока 295 м.	

По литологическому характеру описанные слои наиболее сходны с породами лландоверского яруса западного, или шежимского, фациального комплекса р. Илыча. Для них типично обилие светлых сахаровидных доломитов, развитие гастроподовых известняков с гнездами кальцита. Н. Н. Иорданским эти известняки р. Печоры были отнесены к лландоверскому ярусу. К этому же возрасту относит их А. Г. Кондияйн, указывая, кроме того, что в этом районе, по р. Луговой, еще Н. Н. Иорданским (1933а, в) впервые были отмечены венлокские известняки с *Megalomus*. На Печоре они не обнаружены. В. А. Варсанюфьева (1940, 1953б) объясняла их отсутствие наличием тектонического контакта между лландоверскими известняками и выступающим к востоку от них средним девоном. А. Г. Кондияйн, отмечая отсутствие известняков с *Megalomus* на Печоре, предполагает, что здесь венлок выступает в сокращенном виде и имеет место тектонический контакт между венлокским и лудловским ярусами, причем сокращен и разрез лудлова, мощность которого южнее, на Унье, достигает более 400 м. В разрезе правого берега Печоры А. Г. Кондияйн считает возможным отнести к венлокскому ярусу толщу известняков мощностью не менее 200 м. Палеонтологических доказательств венлокского возраста этой толщи нет, и вопрос о наличии венлока в разрезе Печоры пока решается А. Г. Кондияйн только предположительно.

Лудловский ярус. В разрезе правого берега р. Печоры А. Г. Кондияйн считает возможным предположительно отнести к лудловскому ярусу серые скрытокристаллические известняки с оолитами, переслаивающиеся с доломитами светло-серого цвета, не содержащими фауну. Мощность 80—90 м. Лудловский возраст определяется условно по залеганию. Он так же проблематичен, как и венлокский возраст подстилающих их слоев. На левом берегу р. Печоры А. Г. Кондияйн проследила следующий разрез лудловского яруса (снизу вверх) по напластованию:

1. Скрытокристаллические известняки с оолитами, аналогичные соответствующим известнякам разреза правого берега, падают под углом 70° на СВ 85°.
2. Переслаивание сахаровидных доломитов с крупнозернистыми остракодовыми известняками, падают под углом 65° на СВ 85°.
3. Развалка крупных глыб известняков, доломитов и брекчиевидных известняков.
4. Остракодовые известняки с редкими одиночными кораллами.
5. Известняки со стилиолинами.

Выше появляются скалы темных живетских известняков с остракодами и *Amphipora ramosa* Phill.

Видимая общая мощность силурийской, или «верхнелудловско-нижнедевонской» части разреза в этом обнажении, по данным А. Г. Кондияйна, составляет 170—180 м.

Помимо недостаточной палеонтологической характеристики предполагаемых венлокских и лудловских отложений, не ясен вопрос о мощности последних. А. Г. Кондияйн считает, что сокращена мощность лудловского яруса вследствие его тектонического контакта с венлокским. Однако возможная суммарная мощность лудлова, если учесть

интервалы между обнажениями, получается более 600 м, т. е. далеко не сокращенная.

По-видимому, только детальные дальнейшие наблюдения и упорные поиски фауны в известняково-доломитовых толщах помогут окончательно уточнить разрез силура района рек Луговой и Печоры.

III. Разрез в верхнем течении р. Ильча. К северу от среднего течения р. Ильча и его притока р. Кос-ю, в области верхнего меридионального участка течения р. Ильча А. Г. и О. А. Кондияйн установили развитие силура, который представлен всеми тремя ярусами этой системы и отличается по фациальному характеру от силура среднего течения р. Ильча.

Лландоверский ярус. Лландоверские отложения, как уже было указано, ложатся с размывом на ордовикские глинистые известняки и мергели с брахиоподами и трилобитами. В основании лландоверского яруса залегают конгломерато-брекчии с остатками кораллов и других ископаемых, покрывающиеся нижнелудловскими слоями с молодыми экземплярами *Virgiana*. Последние встречены в трех обнажениях верхнего течения Ильча. Слои с *Virgiana* покрываются углистыми доломитовыми брекчиями с *Palaeofavosites* cf. *alveolaris* Goldf., *P. ex gr. balticus* Bukh., *Columnaria rugosa* Bill., также относящимися к нижней половине лландовери. В доломитовых брекчиях, слагающих верхнюю часть этого яруса, фауна не встречена. Общая мощность 350 м.

Венлокский ярус. В верхнем течении р. Ильча венлокские отложения представлены частично терригенными осадками. В них наблюдаются переслаивания пиритизированных толстослоистых известняков со сланцами и встречаются пачки переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов и глин. Фауна не богата. Из брахиопод указывается *Protathyris didyma* Dalm., из табулят *Mesofavosites* sp. Общая мощность 320—350 м.

Лудловский ярус. Отложения ниже- и верхнелудловских ярусов значительно богаче фауной и представлены разрезом, включающим гребенский горизонт.

Нижнелудловский ярус представлен мощной толщей глинистых известняков и мергелей с обильной фауной табулят. Отсюда определены: *Prothathyris didyma* Dalm., *Syringopora* ex gr. *schmidti* Tchern., *Syringopora* cf. *gorskyi* Tchern., *Squamofavosites* ex gr. *russianovi* Tchern., *Favosites forbesi* Edw. et Haime., *Favosites* cf. *fungites* Sok., *F. terrae-novae* Tchern. Мощность нижнелудловских отложений составляет 400 м.

Верхнелудловские отложения представлены известняками гребенского горизонта с характерными брахиоподами: *Protathyris didyma* Dalm., *Lissatrypa scheii* Holt. и *Spirifer pseudogibbosus* Nikif. (определения О. И. Никифоровой и Б. С. Соколова). Мощность 100 м.

А. Г. Кондияйн указывает, что на размытую поверхность гребенского горизонта непосредственно ложатся такатинские песчаники среднего девона, что говорит о поднятии и глубоком размыве, произошедшем после верхнелудловского века.

ВОСТОЧНЫЙ (ШАНТЫМСКИЙ) ФАЦИАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

Ордовикские отложения

Метаморфические породы тремадокского яруса слагают высокие вершины Западного хребта горной полосы. Они представлены преимущественно кварцитами, кварцитовыми сланцами и кварцевыми конгломератами. С выходами этих пород можно хорошо познакомиться,

изучая высокие обнаженные вершины западной части горы Кычиль-Из. Эта толща, соответствующая тельпосской свите, покрывается более тонкозернистыми терригенными отложениями, сравнительно редко выступающими в обнажениях и покрываемыми мощной карбонатной толщей, предположительно относимой к верхам аренигского яруса и более высоким ярусам ордовика. Аренигские отложения и покрывающие их слои вскрыты в разрезе р. Ичед-Ляги, притока Илыча. Они выступают по ее берегам к западу от хребта Торре-Порре-Из. По-видимому, в бассейне Ичед-Ляги по западной окраине горной полосы проходят линии разрыва, вследствие чего между кристаллическими сланцами Торре-Порре-Иза, тремадокскими или нижнеаренигскими песчаниками Ичед-Ляга-Чугры и верхнеаренигскими известняками могут наблюдаться тектонические контакты.

По окраине возвышенности, которая тянется от Сотчем-Йоль-Иза к Торре-Порре-Изу и подходит к правому берегу р. Ичед-Ляги, прослеживается полоса белых плотных равномернозернистых песчаников, по-видимому, залегающих выше тремадокских кварцитов. Из таких песчаников сложена небольшая возвышенность Ичед-Ляга-Чугра, поднимающаяся на правом берегу р. Ичед-Ляги и увенчанная живописными выходами. Подобные же песчаники были встречены В. А. Варсанофьевой в виде небольших россыпей у юго-западной окраины Нерим-Чугры, где можно предполагать погружение тремадокских кварцитов Западного хребта горной полосы. Кроме того, выходы таких же песчаников имеются на р. Нерим-ю. Белые песчаники сначала были условно отнесены В. А. Варсанофьевой (1928) к самым верхам тремадокского яруса, а затем было высказано предположение о их принадлежности к нижней части хыдейской свиты К. А. Львова или саледской свиты Г. А. Чернова. Сланцевые толщи этой свиты — тонкозернистые метаморфизованные терригенные отложения, которые вдоль всего западного склона Урала сменяют кварциты нижнего ордовика, развиты, по-видимому, и в бассейнах рек Илыча и Верхней Печоры, но на р. Ичед-Ляге они почти не обнажены. Возраст же белых песчаников может быть определен только условно и, по-видимому, более правильно представление К. А. Львова о принадлежности их к тремадоку.

Аренигский ярус. На р. Ичед-Ляге встречен выход зеленых хлорит-серицитовых сланцев в ядре антиклинали, крылья которой сложены из карбонатных пород ордовика. Серицитовые сланцы выступают также на р. Порожной. Правда, значительные перерывы в обнажениях не позволяют в том и другом случае точно установить соотношение сланцев с покрывающими или подстилающими их породами. Можно все же предполагать, что сланцы покрывают белые песчаники и в свою очередь покрываются карбонатными осадками верхней половины аренигского яруса и последующих слоев ордовика.

Ордовикские карбонатные породы образуют большую антиклиналь, прорезаемую р. Ичед-Лягой. От этой складки сохранилась часть восточного крыла, в котором выступают слои предположительно аренигского возраста, и западное крыло, сложенное из аренигских, лландейльских, карадокских и силурийских (лландоверских) отложений. Аренигские слои, правда, не вскрыты в западном крыле вследствие перерыва в обнажениях. Этот пробел пополняется уцелевшей частью восточного крыла, так что все-таки можно установить общую последовательность осадков. Однако мощности отдельных толщ обычно точно определить не удается.

Для аренигского яруса намечается следующий разрез (снизу вверх):

1. В ядре антиклинали р. Ичед-Ляги выступают зеленые хлорит-серицитовые сланцы, которые в данном выходе, может быть, представляют продукт метаморфизации изверженной породы.

2. Толща серых рассланцованных серицитизированных известняков и известняковых сланцев без фауны. Выходы их отделены большими перерывами в обнажениях от покрывающих и подстилающих их пород и потому мощность неопределима. Она, вероятно, значительная и измеряется многими десятками метров. Возраст определяется условно.

3. Толща серых частью рассланцованных и серицитизированных известняков с пиритом и следами обильной фауны очень плохой сохранности: видны совершенно перекристаллизованные остатки колоний строматопор, табулят и трепостомат (из рода *Dianulites*); очень неясные разрезы одиночных кораллов и мелких брахиопод. В некоторых пластах встречаются многочисленные обломки табличек цистоидей преимущественно представителей *Saryocrinidae*. Состав фауны и стратиграфическое положение позволяют предполагать верхнеаренигский возраст этой толщи. Наблюдаемая ее мощность в обнажении до 50 м, истинная может быть значительно больше. Несомненно определение возраста условное и не исключена возможность принадлежности этих известняков к лландейльскому ярусу.

4. Темно-серые доломиты без видимой фауны.

5. Толща белого серицитизированного мрамора и крупнокристаллического известняка с члениками криноидей. Эти породы образуют небольшие выходы на бечевнике реки. Мощность их может достигать нескольких десятков метров. К аренигскому ярусу они отнесены условно, а возможно, что они уже относятся к лландейльскому ярусу.

Рассмотренные четыре толщи известняков и известковых сланцев, мощностью несколько десятков метров каждая, слагают уцелевшую часть восточного крыла антиклинория Ичед-Ляги. Покрывающие их слои выступают в западном крыле этой же антиклинали и отнесены предположительно к лландейльскому и карадокскому ярусам.

Лландейльский ярус. 1. Основание лландейльского яруса, по-видимому, не вскрыто в обнажениях. Выступают только верхи его, постепенно и непосредственно переходящие в отложения карадокского яруса. Выходы этих слоев отделены от зеленых сланцев ядра антиклинали большим перерывом в обнажениях. Аренигские слои в западном крыле не обнажены.

2. Отложения, условно отнесенные к лландейльскому ярусу, представлены толщей рассланцованных пиритизированных желтовато-белых известняков с редкими члениками криноидей. Известняки переходят местами в серицит-известковые сланцы. В верхах этой толщи появляются пласты светло-серого нерассланцованного и непиритизированного известняка.

Суммарная мощность обоих горизонтов не менее 300 м и, вероятно, более.

В полосе распространения лландейльских известняков встречены выходы метаморфизованного габбро-диабазы.

Желтовато-белые пиритизированные известняки лландейльского яруса уходят под мощную толщу темно-серых углисто-известковых сланцев и известняков с характерным голубоватым («сизым») оттенком на сухих выветрелых поверхностях и почти черных в смоченном виде. Сланцы прорезаны кварцево-кальцитовыми жилами с пиритом. В нижней части толщи, в слое менее рассланцованных серых известняков, найдены многочисленные колонии *Dianulites petropolitanus* Dub. Этот вид, особенно распространенный в отложениях лландейльского и аренигского ярусов, встречается еще и в ашгилле (везенбергские слои, или раквереский горизонт, Прибалтики). Поэтому нижнюю часть толщи сизых сланцев можно рассматривать как лландейльскую или переходную от лландейля к карадоку. В основании ее наблюдаются отдельные пласты желтовато-белых известняков с пиритом. Эта толща, вообще, богата пиритом, кристаллы которого частью достигают значительных размеров (1 см и более).

Мощность этой толщи сланцев от 80 до 100 м.

Карадокский ярус. Вышележащая толща синевато-серых рассланцованных известняков того же типа, с мощностью несколько десятков метров, характеризуется меньшим содержанием пирита. Из органических остатков встречаются редкие членики криноидей и мшанок *Trepostomata* (*Monotrypa? verae* Astr.). Верхи толщи, по-видимому, относятся уже к лландоверскому ярусу силура.

Переход от ордовика к силуру постепенный; залегание слоев предполагаемых карадокского и лландоверского ярусов — согласное. Граница между ними условно проводится по появлению характерных пластов известняка с «червячковой» поверхностью, покрытой рельефными, ветвистыми, иногда извивающимися цилиндрическими образованиями. Они, по-видимому, представляют собой продукт перекристаллизации амфипор. Это очень выдержанный горизонт, прослеживающийся во всей области развития восточного фациального комплекса на западном склоне Северного Приполярного и Полярного Урала. В. В. Маркин, наблюдавший этот же горизонт на р. Кожиме в бассейне р. Усы, склонен объяснять «червячковую» поверхность неоднородной доломитизацией породы, в которой имеет место неправильное переслаивание тонкозернистого и псаммитового обломочного известняка. Кроме того, В. В. Маркин относит этот горизонт к верхнему ордовика и проводит границу между ордовиком и силуром, по кровле червячкового горизонта. Мощностью и выдержанностью червячкового горизонта как по простиранию, так и по приуроченности его к определенному стратиграфическому уровню в вертикальных разрезах шантымского комплекса скорее говорит в пользу органического происхождения его своеобразной структуры и определенных условий осадконакопления, чем в пользу неоднородной доломитизации. При широком распространении процессов доломитизации в силуре восточного шежимского комплекса такие структуры могли бы появиться и на других стратиграфических уровнях¹.

Общая мощность всей толщи углисто-известковых темно-серых сланцев и рассланцованных известняков карадокского и лландоверского возраста на р. Ичед-Ляге может быть весьма значительной. Но определить ее трудно, так как напластование сильно замаскировано кливажем. Во всяком случае оно не менее нескольких сотен метров.

Толща карадокских или нижних² «сизых» сланцев выступает на правом берегу р. Илыча выше Шантым-Прилука в ядре антиклинальных структур на Иджид- и Ичед-Сотчем-йолях. В Амбарной куртее встречаются мшанки *Stigmatella? ambarensis* Astr., членики криноидей и редкие колонии *Favosites* плохой сохранности; на Иджид-Сотчем-йоль редкие остатки строфоменид. К югу от р. Ичед-Ляги толща нижних сизых сланцев выступает на р. Иджид-Ляге, где в ней находится выход габбро-диабазы. Фауна в этих сланцах не обнаружена.

Силурийские отложения

Наиболее полный разрез силура восточного фациального комплекса можно проследить в обнажениях меридионального участка течения р. Илыча от устья р. Кожим-ю до устья р. Иджид-Ляги. Силурийские

¹ В последнее время А. И. Першиной «червячковые» горизонты разных стратиграфических уровней указываются в силуре гряды Чернышева. Однако она также склонна признать органическое происхождение червячковой структуры этих слоев.

² Название «нижние сизые сланцы» дано той части этой толщи, которая отнесена к карадоку, в отличие от петрографически совершенно сходной с нею пачки подобных же пород, лежащих выше «червячкового» горизонта и отнесенной к лландоверскому ярусу силура.

отложения выступают также в нижнем течении мелких притоков, впадающих в Илыч на этом участке его течения (реки Ляга-вомын-юр-йоль, Цивилева-слуда-весть-шор, Шантым-Вомын-бож-шор, Закола-йоль, Иджид-Сотчем-йоль, Ичед-Сотчем-йоль, Креста-йоль, Ук-ю, Пирс-ю, Кожим-ю).

В. А. Варсанюфьевой были даны первое описание и стратиграфическая схема силурийских отложений этой полосы, которые были дополнены работами 1953—1954 гг. О. А. и А. Г. Кондияйн.

Лландоверский ярус. В. А. Варсанюфьевой к лландоверскому ярусу отнесена верхняя часть описанных выше голубовато-серых плитняковых известняков и известковых сланцев и червячковый горизонт. Она рассматривает этот горизонт как основание лландовери. К подошве червячкового горизонта приурочивается граница между ордовиком и силуром. Эти плитняковые известняки и известковые сланцы литологически очень сходны с отложениями среднего и верхнего ордовика и залегают с ними согласно. Этот контакт ордовика и силура можно наблюдать на большом протяжении по р. Илычу во многих обнажениях. Мощность толщи, отнесенной к лландоверскому ярусу, до 200 м.

А. Г. Кондияйн условно рассматривает червячковый горизонт как самые верхние слои ордовика и проводит по его кровле границу между ордовиком и силуром. Но в схеме названного исследователя почему-то выпадает горизонт рассланцованных известняков и известковых сланцев, лежащий выше червячковых слоев, который по сей же схеме должен относиться к лландовери.

Рассланцованные известняки согласно покрываются толщей темно-серых, частью почти черных доломитов и доломитизированных известняков с черными кремнями или окремневшими прослоями (рис. 26). Темный цвет зависит от заключенных в породе тонкодисперсных углистых частиц. Доломиты частью тонкоплитчатые, частью представлены мощными пластами брекчиевидного сложения (рис. 27). Брекчии состоят из остроугольных обломков черного или темно-серого доломита, сцементированного светло-серым кристаллическим доломитом. На р. Илыче в урочище Шантым Прилук к брекчированным доломитам приурочено известное с начала XIX в. месторождение свинцового блеска.

Согласное залегание доломитов и подстилающих их рассланцованных известняков можно наблюдать в нижнем течении Ичед-Ляги и в обнажениях Иджид-Сотчем-йоль, где в зоне между этими отложениями обнаружено месторождение полиметаллов (пирит, халькопирит, сфалерит). Оно приурочено к толще брекчированных доломитов, но связано не с жилами светлого доломита, а с кварцево-кальцитовыми жилами, и по возрасту более позднее, чем Шантымприлукское месторождение свинцового блеска.

Толще слоистых темных доломитов подчинены массивные светлые доломиты, в которых не сохранилось никаких остатков фауны и которые, по-видимому, представляют рифовые образования. Они образуют ряд выходов по притоку р. Илыча Закола-йоль и выступают на р. Илыче в скале Кыбла кырта.

Кроме того, в более северных частях восточной полосы силура в бассейне р. Илыча на его притоках Пирс-ю и Кожим-ю встречаются выходы массивных темно-серых или почти черных доломитов с остатками табулят, которые иногда слагают массу породы. Здесь В. А. Варсанюфьевой были найдены *Halysites cf. agglomerata* Hall, *H. esharoides* Fisch. - Benzon., *Favosites forbesi* M. Edw. et Haimе и др.

Эти массивные доломиты также должны быть отнесены к биогермным фациям.

Возраст всей толщи доломитов В. А. Варсанюфьевой был сначала предположительно определен как венлок.

При проведении крупномасштабной съемки в районе Шантым-Прилука и обработке керна буровых скважин палеонтологические сборы были пополнены главным образом новыми находками табулят.



Рис. 26. Слоистые темно-серые и черные доломиты нижнего силура на р. Ильче. Фото В. А. Варсанюфьевой

В обнажении левого берега р. Ильча ниже устья Иджид-Сотчем-йоля А. Г. Кондяин указывает в основании толщи доломитов *Palaeohalysites kuliki* Tchern., а в доломитах правого берега р. Ильча несколько выше устья р. Кожим-ю — остатки *Agatolites*, правда не определенные до вида¹. Эти находки позволяют относить отложения нижней части доломитовой толщи к основанию лландовери. В керне из буровой скважины, заложенной у Закола-йоля, в слоях, покрывающих светлые

¹ В этом обнажении В. А. Варсанюфьевой были указаны *Favosites forbesi* Edw. et Haime, *F. aspera* Lam., *F. gothlandicus* Lam. А. Г. Кондяин приводит ту же форму *Palaeofavosites gothlandicus* и ряд других.

заколайольские доломиты, обнаружена форма, характерная для верхов лландоверского яруса. Таким образом, вся толща доломитов шантымского комплекса переносится из венлокского яруса в лландоверский.

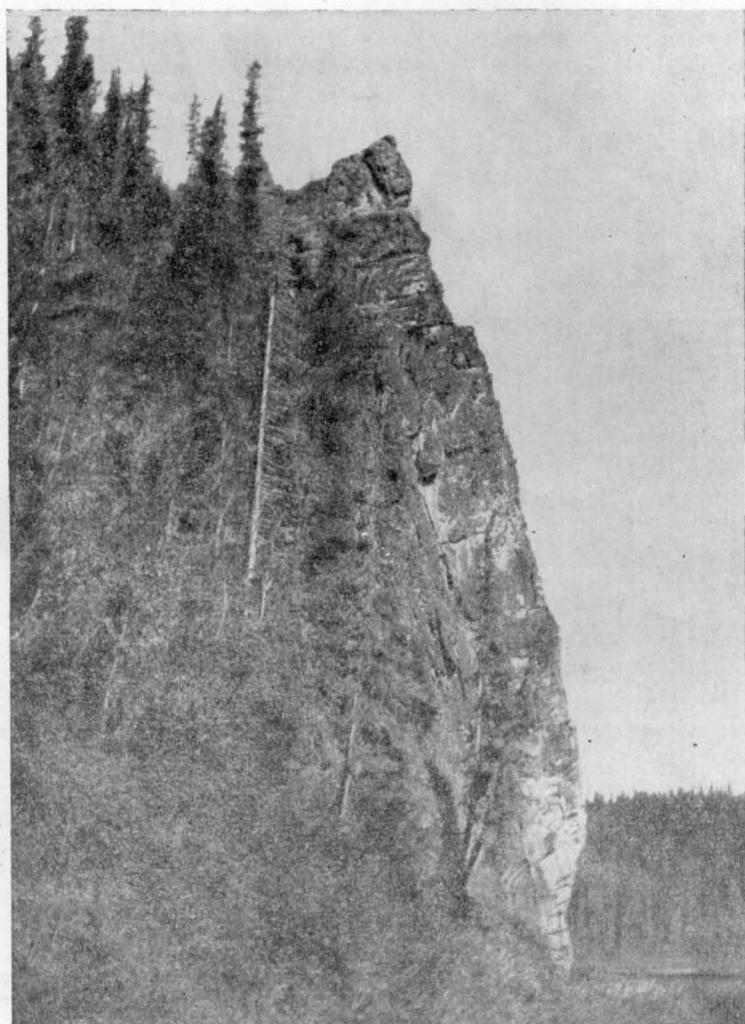


Рис. 27. Скала Татарского вичко на р. Илыче. Брекчиевидные доломиты нижнего силура. Фото В. А. Варсанюфьевой

Общая мощность доломитовой толщи лландоверского яруса, по А. Г. Кондяйн, до 450 м.

Условно принимая это расширение границ лландоверского яруса, нельзя не указать, что оно затрудняет сопоставление разреза шантымского комплекса р. Илыча с отложениями сходного комплекса более северных районов, где верхняя часть толщи доломитов с теми же литологическими признаками отнесена к венлоку. Следует также напомнить, что фаунистические границы венлокского яруса вообще не четки. В дальнейшем весьма желательно продолжить сбор фауны из доломитовой толщи шантымского комплекса и переопределить ранее собранные коллекции табулят на основе их современной систематики.

Венлокский ярус. Над толщей доломитов и брекчий залегают известняки и углисто-известковые сланцы, которые ранее были условно отнесены В. А. Варсанюфевой к лудловскому ярусу. На основании находок граптолитов венлокского яруса в покрывающих эту толщу

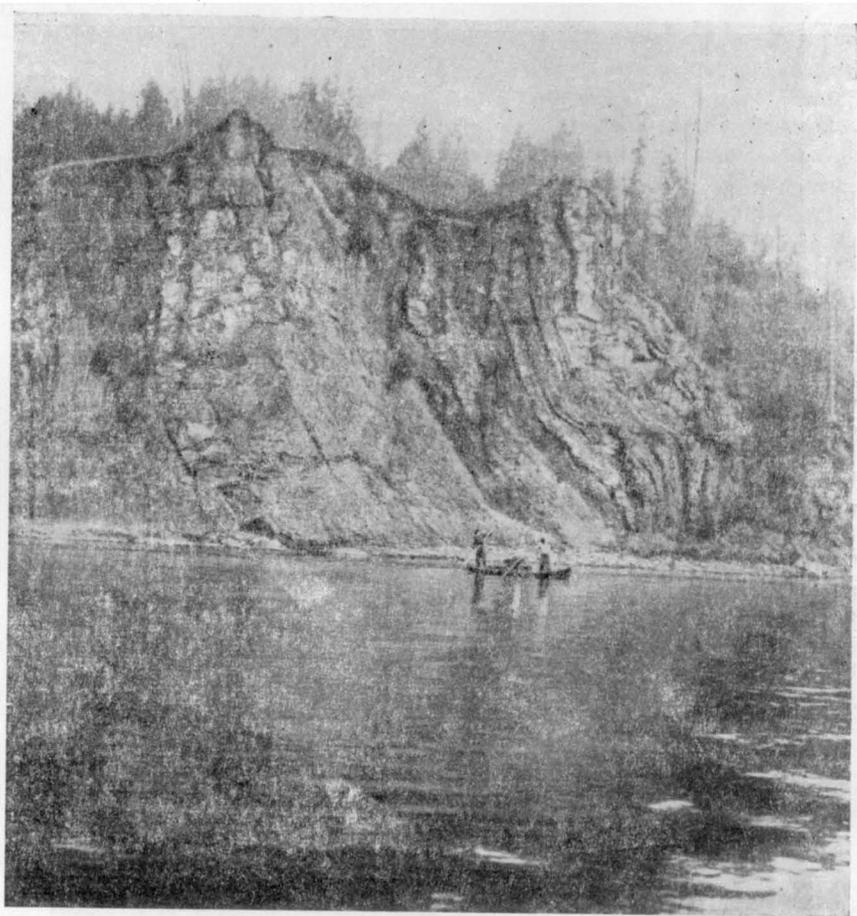


Рис. 28. Обнажение Ляга-вомын-юр-йом. Темные криноидные известняки и известковистые сланцы лудловского или верхневенлокского возраста.
Фото В. А. Варсанюфевой

алевролитах и глинистых сланцах А. Г. Кондиайн относит всю толщу известняков, углистых и глинистых сланцев к венлоку. Эти отложения выступают на р. Илыче и по берегам впадающего в него Ляга-Вомын-юр-йоля (рис. 28). Они залегают здесь в ядре синклиальной структуры, крылья которой сложены доломитами лландоверского яруса. В обнажении Цивилева слуда на левом берегу р. Илыча, где пласты венлокской толщи обнажены по простиранию, можно видеть, что сланцы явились продуктом метаморфизации криноидных известняков. Здесь наблюдаются все переходы жирных, черных, марающих углисто-известковых сланцев в темные известковые сланцы, в рассланцованные известняки и, наконец, в крупнозернистые известняки с обильными члениками стебля криноидей. Кроме остатков криноидей, в этих породах встречаются сильно смятые и перекристаллизованные колонии *Favosites* (определен *F. cf. gothlandicus* Lam.), *Halysites* плохой сохранности,

неопределимые одиночные кораллы *Rugosa*, следы ветвистых образований, напоминающие амфипоры. Сланцы пронизаны здесь многочисленными кварцево-кальцитовыми жилами с пиритом.

В обнажениях по берегам этой речки можно видеть интересную частично терригенную толщу, покрывающую известняки и углистые сланцы. Это комплекс углистых и глинистых алевролитов с горизонтальной и косой слоистостью, с корками и стяжениями окислов железа в отдельных прослоях. Выше лежат розовые, красно-бурые и голубые мергели со знаками ряби. На поверхности пластов охристых алевролитов и мергелей А. Г. Кондияйн собрала большое количество *Oktavites* cf. *spiralis* Gein. зональной формы нижнего венлока. В области правобережья р. Илыча в обнажениях ручья Цивелева-слуда-весь-шор, впадающего в р. Илыч против Цивилевой слуды, выступают соответствующие этому же горизонту красноцветные глинистые сланцы, состоящие из гематита, мелких зерен кварца, полевого шпата, реже слюды.

Наличие *Oktavites* cf. *spiralis* в красноцветных сланцах и указание А. Г. Кондияйна на находки *Monograptus* sp. в подстилающей их толще темных известняков и сланцев убедительно доказывают венлокский возраст этой толщи. Переход ее к отложениям лудловского яруса постепенный. В верхней части венлокского яруса появляются известковые прослои, содержащие остатки брахиопод и гастропод, и глинистые прослои, в которых встречаются остракоды. Из этих верхних слоев определены *Dalmanella crassa*, *Protathyris didyma* Dalm.

Общая мощность венлока, по данным А. Г. Кондияйна, 350 м.

Лудловский ярус. Отложения лудловского яруса выступают выше по течению р. Илыча. Сравнительно хороший разрез основания этого яруса вскрыт в обнажении правого берега у о-ва Юська-ды, недалеко от устья Ук-ю.

а) венлокские углисто-известковые сланцы здесь местами переходят в серые известковистые и глинисто-серицитовые сланцы; среди последних встречаются линзы плотного тонкокристаллического темно-серого известняка;

б) сланцы покрываются пластами более светлого серого известняка с *Conchidium vogulicum* Verp., остатками гастропод и кораллов;

в) светлый известняк уходит под пласты темного известняка, местами переполненного крупными *Conchidium vogulicum* Verp., *Belleophon uralicus* Verp.;

г) вверх по разрезу известняки становятся более тонко слоистыми и переходят местами в тонколистоватые серицитизированные сланцы;

д) сланцы покрываются мощными пластами черных известняков с разрезами крупных *Conchidium*, местами переполняющих породу, и с колониями *Favosites* лудловского типа.

Мощность описанного комплекса слоев не превышает 40 м. Эти слои были отнесены В. А. Варсанюфьевой к лудлову. В схеме А. Г. Кондияйна они, слагают основание этого яруса.

К верхам нижнего лудлова А. Г. Кондияйн относит выходы серицитизированных, несколько рассланцованных известняков, выступающих на обоих берегах р. Илыча у Малой Ваджеги. В них собрана обильная фауна остракод и значительное количество табулят: *Favosites forbesi* M. Edw. et Haime, *Favosites* cf. *forbesi* M. Edw. et Haime var. *similis* Sok., *Favosites* aff. *pseudoforbesi* Sok., *Favosites* aff. *pseudoforbesi* Sok. var. *muratsiensis* Sok., *Syringopora* aff. *schmidti* Tchern.

Верхний лудлов в своей нижней части представлен небольшой пачкой глинистых известняков с *Protathyris didyma* Dalm., *Lissatrypa* sp. и др.

Выше залегает толща массивных, почти не содержащих фауны доломитов, выступающих ниже устья р. Лоп-ю на правом берегу р. Ильча. В этих выходах в 1925 г. В. А. Варсанофьевой были найдены *Alveolites* sp. и *Heliolites* sp. очень плохой сохранности. Никаких определенных органических остатков здесь после того не было обнаружено. А. Г. Кондаин указывает еще небольшую толщу брекчиевидных известняков, залегающих выше доломитов. Этими слоями заканчивается разрез лудловского яруса шантымского комплекса, полностью не вскрытый и недостаточно охарактеризованный палеонтологически в связи с тем, что в области его развития обнажения по р. Ильчу и его притокам очень редки и выходы силурийских пород незначительны.

Характеризуя в целом ордовикские и силурийские отложения восточного фациального комплекса, надо отметить большое содержание органического вещества в породах силура и карадокского яруса ордовика, среди которых широко распространены углисто-известковые, часто графитоподобные сланцы и черные известняки и доломиты, издающие при ударе резкий запах сероводорода. Отложения восточной фации, особенно ордовикские, подверглись метаморфизации. Они часто превращены в сланцы, серицитизированы, перекристаллизованы, пронизаны жилами кристаллического доломита и кварцево-кальцитовыми жилами. В связи с метаморфизацией далеко не все толщи охарактеризованы палеонтологически, и поэтому границы между ярусами проводятся в некоторых случаях условно, как и граница между ордовиком и силуром. Наиболее ясно охарактеризован лудловский ярус, но он вскрыт не полностью.

Для восточного фациального комплекса характерно развитие брекчиевидных доломитов тектонического происхождения. Часто встречаются массивные биогермные известняки с колониями гализитов и крупночешуйчатых фавозитов и массивные, по-видимому, биогермные доломиты без органических остатков. Брекчии типа шантымприлуковских, так же как и массивные известняки с колониями гализитов и крупночешуйчатых фавозитов и черные известняки и сланцы, богаты органическим веществом, не встречаются в западной фацальной зоне, где гализиты очень редки, а фавозиты представлены мелкочешуйчатыми формами.

Ордовикские отложения восточного фациального комплекса характеризуются мощным развитием грубообломочных отложений тремадокского яруса, которые не выступают на западе в шежимском комплексе. По-видимому, на востоке полностью представлен верхний ордовик и переход к силуру постепенный. Верхний ордовик слагается темными углистыми известняками и сланцами, которые не встречаются среди пород западного комплекса. Как в силуре, так и в ордовике шантымского комплекса чаще встречаются гипабиссальные интрузии габбро-диабазов. Шантымский фациальный комплекс, как уже было указано, прослеживается далеко на север вдоль восточного склона Урала.

ВЕРХНЕПЕЧОРСКИЙ (ЛЕМВИНСКИЙ) ФАЦИАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

На р. Малой Печоре нельзя указать отложений, которые бы в целом соответствовали шантымскому фациальному комплексу бассейна р. Ильча и более северных районов. Кроме выходов ордовикских известняковых сланцев и силурийских известняков и доломитов западного шежимского комплекса, выступающих по р. Луговой и у ее устья, на р. Печоре надо отметить восточную полосу развития ордовика и силура, существенно отличающуюся от восточной полосы бассейна р. Ильча.

На Печоре к востоку от Надкременного ручья (несколько выше устья р. Большого Шежима) выступают отложения, очень близкие по

своему фациальному облику к породам лемвинского комплекса, обстоятельно описанным К. Г. Войновским-Кригер в бассейне р. Лемвы. На Печоре среди пород этого комплекса, первоначально полностью отнесенных к нижнему девону (Иорданский, 1933а), установлены теперь палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего и среднего девона и отложения, которые должны быть отнесены к ордовику и силуру. В последние годы (1957—1958) на р. Верхней Печоре О. А. и А. Г. Кондяйн проводили специальное изучение девонских и силурийских отложений для уточнения стратиграфии и составления литолого-фациальных карт. В 1955 и 1958 гг. В. А. Варсанюфьева собирала материал для сравнения типичных фаций верхнепечорского и лемвинского комплексов. Надо отметить исключительно сложную тектонику данного участка и наличие многочисленных разрывов, которые приводят к непосредственному контакту толщ весьма различного возраста. По-видимому, здесь широко развиты надвиги с выпадением значительных пачек слоев.

Отложения этого комплекса большей частью сильно изменены, перекристаллизованы и рассланцованы, в них почти не сохранилось ископаемых и, кроме того, они сложно дислоцированы. В связи с этим выяснение стратиграфии этого комплекса крайне осложняется.

В настоящее время имеются следующие предварительные данные о развитии ордовика и силура в области распространения верхнепечорского фациального комплекса.

Ордовикские отложения

По данным О. А. Кондяйн, высокая сопка Больших Манских Болванов, поднимающаяся на правом берегу р. Малой Печоры выше устья р. Елмы, сложена песчаниками, которые должны быть отнесены к трамадоку и являются аналогами тельпосской свиты. Эти породы слагают ядро большой антиклинали, западное крыло которой вскрыто в обнажениях Печоры ниже устья Елмы, а восточное обрезано крупной дизъюнктивной дислокацией. Антиклиналь, по-видимому, погружается к югу. В западном крыле А. Г. и О. А. Кондяйн выделяют следующие свиты ордовика, выступающие по берегу Печоры у подножия сопки Больших Манских Болванов.

1. Ядро антиклинали слагает тельпосская свита, представленная кварцитовидными песчаниками.

2. На тельпосскую свиту ложится толща песчаников и песчанистых известняков мощностью до 120 м. В известняках найдены трилобиты древнего облика с выпуклой глабелью и обильные раковинки *Dinorthis* sp. плохой сохранности. Наличие этих ископаемых указывает на ордовикский возраст толщи. Пласты падают к западу.

3. Песчаники и песчанистые известняки покрываются красноцветными рассланцованными песчаниками, возраст которых был определен палеомагнитным методом как нижний палеозой. Минералогический анализ установил характерный для ордовика комплекс минералов.

4. На красноцветные глинистые породы и алевролиты уже в разрезах Малых Манских Болванов ложатся зеленые филлитовидные сланцы с прослоями известняков, сопоставляемые А. Г. Кондяйн с шугорской свитой К. А. Львова. Они выступают на Печоре в одном небольшом обнажении против устья Елмы, откуда протягиваются на Унью, где выступают в обнажении Синие слуды и др.

Западное крыло синклинали выступает ниже устья Елмы на левом берегу Печоры в сопке Малых Манских Болванов. Здесь развиты красноцветные алевролиты мощностью 60 м и залегающие на них филли-

видные зеленоватые сланцы с прослоями алевролитов и известняков мощностью более 50 м. Красноцветы, по данным палеомагнитных исследований в поле, тождественны красноцветам сопки Больших Манских Болванов. Эта толща с запада обрезана линией разрыва и приведена в ненормальный контакт с силурийскими известняками, слагающими западную часть сопки Малых Манских Болванов.

Развитие в западном крыле антиклинали Больших Манских Болванов карбонатно-терригенные толщи ордовика соответствуют, по-видимому, хьдейской свите. Более высокие горизонты среднего и верхнего ордовика в разрезе Верхней Печоры, представленные узловатыми известняками, обнажены в ядре синклинали против устья р. Елмы. А. Г. Кондияин сопоставляет их с шугорской свитой К. А. Львова.

Силурийские отложения

Силурийские отложения развиты к западу и востоку от сопки Больших Манских Болванов. Намечаются некоторые различия в составе этих отложений. Сложное тектоническое строение и выпадение отдельных толщ не позволяют составить полный стратиграфический разрез силура.

Западная полоса. По данным А. Г. Кондияин, разрез силура здесь начинается горизонтом серых перемятых, частью рассланцованных известняков с прослоями филлито-глинистых сланцев, с вкрапленниками пирита, мощностью в несколько десятков метров. Она условно их относит к венлоку. В районе р. Верхней Печоры эти породы слагают ядро антиклинальной складки, западное и восточное крылья которой сложены известняками лудлова.

По-видимому, здесь на границе венлока и лудлова получают распространение песчаники мощностью в несколько метров.

Вышележащие горизонты, относящиеся к лудлову и выступающие к западу от Малых Манских Болванов, сложены серыми известняками, частью рассланцованными, брекчиевидными, а иногда с включениями кремня, узловатыми, напоминающими «петельчатые» известняки харотской свиты лемвинского комплекса. Петельчатые известняки ордовика в отличие от верхнесилурийских стилиолин не содержат. Петельчатые известняки со стилиолинами А. Г. Кондияин рассматривает как самый верхний горизонт лудлова. По данным А. В. Попова, в нижележащих известняках лудлова, обнажающихся по правому берегу р. Верхней Печоры, встречаются *Gypidula optata* Вагг., *Clorinda pseudolingulifera* var. *ochika* Nikif. и др.

Мощность известняков лудлова по р. Верхней Печоре к западу от Малых Манских Болванов достигает нескольких сотен метров.

Восточная полоса. Силурийские отложения, развитые к востоку от сопки Больших Манских Болванов, изучены очень слабо. До настоящего времени их стратиграфический разрез не составлен. По данным О. А. Кондияин, по р. Верхней Печоре к востоку от сопки Больших Манских Болванов у ее подножия можно наблюдать выходы алевролитов хьдейской свиты, по К. А. Львову. Они падают к востоку. Линия разрыва отделяет их от широкой полосы среднедевонских пород, слагающих большую и сложную синклиналиную структуру. Из-под восточного крыла этой синклиналиной структуры выходят силурийские (?) темные известняки со стилиолинами и крупными ортоцератитами. Этот тип известняков характерен для лудловских отложений лемвинского комплекса Полярного Урала. Далее по направлению к устью Большой Порожной вскрывается антиклинальная структура с верхнесилурийскими породами в ядре и переходными силуро-девонскими и

нижнедевонскими породами в крыльях. Восточное крыло этой структуры сопряжено с опрокинутой на запад синклинальной складкой. Выступающую в ядре этой синклинали толщу песчаников О. А. Кондияйн условно считает такатинской, а рассланцованные «сизые» известняки, слагающие крылья, — нижнедевонскими.

В карбонатных породах нижнедевонского и переходного к силуру возраста западного крыла антиклинальной структуры О. А. Кондияйн удалось собрать следующую фауну: *Plectatrypa membranifera* Вагг., *Spinatrypa aspera* Schloth., *Schizophoria striatula* Schloth., *Howellevella valnevi* Nikif., Orthoceratidae и др.

В. А. Варсанюфьева отмечает, что в ядре антиклинали выступают породы, очень характерные для харотской свиты верхнего силура лемвинского комплекса Приполярного Урала. В частности, можно указать серебристые тонколистватые известково-серицитовые сланцы со стилолиниами, черные, блестящие углисто-глинистые сланцы с многочисленными послойными и секущими жилками кварца и др.

На восточном крыле антиклинали выступают темно-серые известняки, которые к востоку переходят в породы, отнесенные О. А. Кондияйном к силуру-девонской переходной толще и образующие здесь, по его данным, опрокинутую к западу синклиналь. Они выступают по правому берегу р. Печоры и по р. Большой Порожной. Это углисто-известковые сланцы и рассланцованные известняки голубовато-серого («сизого») цвета, местами с обильными кварцево-кальцитовыми жилами. Они очень сходны с сизыми известковыми сланцами шантымского комплекса силура р. Илыча. Однако О. А. Кондияйн нашел на западном крыле синклинали в тех же породах *Karpinskya* sp?, правда, очень плохой сохранности. Уточнение возраста этой толщи, выяснение соотношений «сизых» известняков и сланцев рек Илыча и Малой Печоры, увязка пород этих двух фациальных комплексов — все это является одной из задач дальнейших исследований.

Синклиналь, сложенная из сизых сланцев, в районе р. Верхней Печоры, по данным О. А. Кондияйн, отделяется линией разрыва от расположенной к востоку области развития пород, предположительно отнесенных В. А. Варсанюфьевой к ордовику. Здесь выступают терригенные отложения тельпосской свиты: кварцитовидные песчаники, образующие ядро антиклинальной структуры Паленый Носок на р. Порожной. Выходы глинисто-серицитовых сланцев, выступающие по этой реке, могут быть отнесены к хыдейской свите. К тельпосской свите тремадока В. А. Варсанюфьева (1953б) предположительно относит кварциты и аркозовые кварциты горного массива Медвежий Камень. Более древними отложениями (маньинской свитой) К. А. Львов считает доломиты и сланцы, выступающие на р. Печоре выше Медвежьего Камня. Следует еще отметить россыпи на водоразделе рек Печоры и Елмы белых кварцевых песчаников, совершенно тождественных песчаникам Ичед-Ляга-Чугры. Определить их залегание и отношение к другим породам невозможно. В. А. Варсанюфьева считает их синхроничными белым песчаникам Ичед-Ляги. Такие же песчаники О. А. Кондияйн указывает на р. Нерим-ю, где их наблюдал В. А. Котельников. Предположительно они отнесены к щугорской свите ордовика.

Прослеживая по простиранию породы верхнепечорского комплекса к югу, следует отметить, что вся полоса девонских и силурийских отложений, расположенная к востоку от Больших Манских Болванов, «упирается» в далеко выдвинутый к западу горный массив Мань-Емти-Ньер, сложенный из доордовикских пород. Это приводит к представлению о надвиге кристаллической полосы Урала на палеозой восточной части предгорной полосы (Варсанюфьева, 1940, 1953в), Антиклиналь Больших

Манских Болванов погружается к югу, как предполагают О. А. и А. Г. Кондиайн, а породы, выступающие к западу от сопки Больших Манских Болванов, частично прослеживаются к югу от бассейна р. Уньи (Варсановьева, 1934а, 1953б, в).

Выше уже говорилось о полосе предположительно ордовикских зеленых сланцев, которые простираются от берегов Печоры по долине Елмы до берегов Уньи, где они выступают в обнажении Синие слуды. На Унье можно отметить развитие осадков верхнепечорского фациального комплекса. Однако в разрезе Уньи отсутствуют некоторые характерные фации печорского разреза, как, например, массивные нижнедевонские рифогенные известняки или стилиолиновые петельчатые известняки, и вся часть разреза, скрывающаяся под надвигом Мань-Емти-Ньер.

По рекам Унье и Кысунье развиты отложения, близкие по своему фациальному характеру к породам лемвинского комплекса, среди которых Н. Н. Иорданский (1933в) и В. А. Варсановьева (1953б) предполагали наличие силурийских и ордовикских осадков.

На р. Кысунье, к востоку от полосы силурийских известняков западного комплекса, выступает верхний и средний девон западных фаций, сменяющийся в свою очередь полосой визейских известняков. За областью развития карбона залегают мощные толщи зеленоватых и фиолетовых сланцев и покрывающих их кремнистых плитняков. Местами сланцы приобретают коричневую окраску и содержат известковые прослои (на р. Кысунье). В одном из таких прослоев Н. Н. Иорданский нашел остатки плохо сохранившихся кораллов, которые были признаны формами силурийского типа. Это определение очень условно, но литолого-фациальный тип пород позволил предположительно отнести сланцы и плитняки к силуру и, может быть, к ордовику. Фиолетовые и зеленые сланцы особенно характерны для качамыльской свиты ордовика, а кремнистые сланцы типичны для харотской свиты лемвинского комплекса Полярного Урала.

Однако более детальные исследования О. А. и А. Г. Кондиайн показали, что зеленые и фиолетовые сланцы бассейна р. Кысуньи, так же как и кремнистые сланцы, значительно моложе и относятся к девону.

Весьма вероятно, что к ордовику или силуру могут быть отнесены некоторые другие толщи не охарактеризованных фаунистически пород, развитых на р. Унье, к востоку от Евтропиных Носков и условно отнесенных Н. Н. Иорданским к нижнему девону. В частности, может быть поставлен вопрос об уточнении возраста сланцев и кварцевых конгломератов Лопьинского Камня и о возможности их отнесения к тельпосской свите.

2. БАССЕЙН РЕК ШУГОРА И ПОДЧЕРЕМА

Первое и основное представление об ордовикских и силурийских отложениях рек Шугора и Подчерема было дано Е. Д. Сошкиной и Г. А. Добролюбовой (1935). В последние годы разработанная ими схема силура дополнена А. И. Першиной (1958) и А. Г. Кондиайн. Нижний ордовик был исследован К. А. Львовым (Сирин и др., 1945б).

В бассейнах рек Шугора и Подчерема ордовикские и силурийские отложения не так хорошо обнажены, как в бассейне Верхней Печоры и севернее, в бассейне р. Кос-ю. В связи с этим они здесь изучены менее детально.

Так же как и в бассейне р. Илыча, можно наметить восточную и западную области развития ордовика и силура. В восточной части отложения этих систем образуют довольно широкую зону вдоль западной

окраины горной полосы. Они залегают здесь в западном крыле большой сложной антиклинальной структуры. Ордовикские отложения выступают и в пределах самой горной полосы. Они прослежены в области Щугорской депрессии, синклинальной структуры меридионального бассейна, к которой приурочено верхнее течение р. Щугора. Кроме того, западные хребты горной полосы, как и в бассейне р. Ильча, сложены кварцитами тельпосской свиты, которая по принятой нами схеме отнесена к тремадоку. Некоторые исследователи, как было указано выше, относят ее к верхнему кембрию. Ордовик и силур западной полосы вскрыты в бассейне р. Подчерема в обнажениях Шайтан-йоля у горы Тима-Из, у с. Камчатки на р. Гёрд-ю и в других местах.

Различный фациальный характер ордовикских и силурийских отложений восточной и западной полос ясно выражен только для ордовика. Разрез последнего в восточной полосе более полный, чем в западной, где пока могут быть выделены только отложения аренигского яруса. Силур западной и восточной полос в пределах всего обширного бассейна Щугора и Подчерема сложен сходными, в общем, осадками. Однако исследования О. А. и А. Г. Кондиайн, охватившие область водораздела верховьев рек Подчерема и Ильча и район горных возвышенностей Иос-Из и Тихон-Петер-Из, устанавливают здесь (по их мнению) развитие мелководных прибрежных фаций силура и очень глубокий размыв его, захватывающий местами верхнюю половину венлока. По их данным, нижнедевонские отложения здесь отсутствуют, и такатинские песчаники эйфельского яруса ложатся на различные горизонты лудловского яруса и на нижневенлоцкие слои. Венлок характеризуется развитием мелководных, частично терригенных фаций; для лудловского яруса характерно развитие глинистых известняков.

Ордовикские отложения

Восточная область. Нижний ордовик представлен кварцито-конгломератовой тельпосской свитой, которая условно относится к тремадоку. Она покрывается свитой филлитов и известково-глинистых сланцев, слагающих, по-видимому, нижнюю половину аренигского яруса, верхняя половина которого сложена известняками.

Первоначально К. А. Львов применял название «хыдейская свита» только к толще филлитов и глинистых сланцев, а всю вышележащую толщу известняков отнес к щугорской свите. В настоящее время К. А. Львов относит тельпосскую свиту к тремадоку и аренигу, а хыдейскую полностью переносит в средний ордовик (лландейльский ярус).

По данным К. А. Львова, в верховьях р. Щугора в составе щугорской свиты можно выделить две толщи различного литологического состава (снизу вверх):

1. Белые и серые крупнозернистые мраморы, сильно пиритизированные, переслаивающиеся с известково-серицитовыми сланцами, сверху — с темно-серыми полосчатыми мраморами.

2. Темные крупнозернистые доломиты и известняки с остатками брюхоногих и головоногих моллюсков плохой сохранности и темные криноидные известняки с редкими колониями *Trepotomata* и брахиоподами. Они выше сменяются толщей плотных, частью толстослоистых, частью тонко рассланцованных известняков, по-видимому, представляющих аналог нижней толщи «сизых» сланцев бассейна р. Ильча. Они могут быть предположительно отнесены к верхнему лландейлю и карадоку.

Мощность щугорской свиты до 800 м.

Западная область. В западной области развития ордовика известен только один горизонт, представленный темно-серыми крупнозернистыми криноидными известняками, в которых найдены трилобиты *Asaphus* и *Megalaspis*, неопределимые до вида. Эти находки позволяют, однако, довольно точно отнести слои к аренигскому ярусу, так как род *Megalaspis* в ордовике Прибалтики наиболее пышно расцветает в начале аренигского века и совершенно вымирает в конце этого века. Однако наличие *Asaphus* может указывать и на присутствие лландейла. Мощность этой толщи несколько десятков метров. И подстилающие, и покрывающие ее слои неизвестны.

Силурийские отложения

Силурийские отложения обнажаются, в общем, в тех же районах, что и ордовикские. По данным Е. Д. Сошкиной, сводный разрез их для бассейна рек Щугора и Подчерема может быть представлен в следующем виде.

Лландоверский ярус. Серые, плотные, толстослоистые или тонко рассланцованные известняки (верхняя толща «сизых» сланцев). Некоторые слои имеют поверхность, покрытую ветвистыми тяжами, обнаруживающими какой-либо органической структуры, но напоминающими *Pachypora* (?) или *Amphipora*. По внешнему облику эти известняки напоминают «червячковые» известняки бассейнов рек Илыча, Лемвы и Кос-ю.

Эти известняки непосредственно лежат на подстилающих их сходных известняках, не содержащих таких образований, и условно отнесены к нижнему силуру. Контакт с покрывающими породами не наблюдался. Мощность несколько десятков метров.

Венлокский ярус. Его слагают (снизу вверх):

1. Черные, зернистые, углистые доломиты, чаще толстослоистые, массивные с характерной брекчиевидной текстурой, реже тонкослоистые. В нижних слоях встречаются неопределимые *Pentameridae*, одиночные кораллы типа *Pseudomophyma*, в верхних слоях водоросли (строматолиты) и разнообразные строматопориды: *Clathrodictyon vesiculosum* Nich. et Mur., *Cl. kirgismicum* Riab., *Stromatopora*, *Actinostroma*, *Beatricea*, *Amphipora*. Видимая мощность более 100 м.

2. Грязно-серый зернистый известняк, в отдельных участках которого появляется брекчиевидная текстура, переслаивается с плитняками и углистыми сланцами. Изредка встречаются небольшие колонии строматопорид. Видимая мощность около 90 м.

3. Плотные известняки и доломиты с ленточной текстурой, в которой чередуются тонкие слои почти черной и светлой окрасок. Фауна не найдена. Видимая мощность около 250 м.

4. Тонкослоистый известняк, переходящий в известково-серицитовые или слабоглинистые сланцы с шелковистыми поверхностями сланцеватости. Породы то крепкие, плотные, зернистые, то мягкие, легко выветривающиеся. Местами богатая фауна строматопор, табулят, брахиопод, пластинчатожаберных, гастропод и головоногих. Отсюда определены: *Clathrodictyon* ex gr. *vesiculosum* Nich. et Mur., *Actinostroma* ex gr. *intertextum* Nich., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. alveolaris* Goldf., *Syringopora fascicularis* Lin., *Whitefieldella* (*Protathyris*) *didyma* Dalm., *Spirifer elevatus* Dalm.

Состав фауны, в частности наличие *Clathrodictyon vesiculosum* Nich. et Mur. и *Cl. kirgismicum* Riab. (близкого к венлокскому *Cl. fastigiatum* Riab.), позволил Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой (1935) отнести предположительно эту толщу к венлокскому ярусу. Правда, две последние формы брахиопод встречаются и в гребенском горизонте лудлова, но также известны и из венлока. Поэтому их присутствие не решает вопроса о принадлежности четвертой толщи к лудловскому ярусу, хотя такой вопрос и может быть поставлен, особенно принимая во внимание значительную мощность этой толщи.

Е. Д. Сошкина и Т. А. Добролюбова, вообще, не указывают отложений, которые можно было бы отнести к лудловскому ярусу. По-видимому, низы той толщи темно-серых, но большей частью немых, доломитов, которую они относят к нижнему девону, могут относиться к лудловскому ярусу. Авторы сами указывают, что в нижних слоях этой толщи находится фауна, очень близкая к верхнесилурийской, но содержащая и нижедевонские формы, так что эти слои имеют как бы переходный характер. О. А. и А. Г. Кондияйн указывают в среднем течении р. Подчерема глинистые известняки с *Favosites* aff. *forbesi* M. E d w. et Haime, *Protathyris didyma* Dalm., *Spirifer pseudogibbosus* Nikif., которые должны быть отнесены к лудлоу. То, что выходы пород лудловского яруса, особенно его верхних горизонтов, редки, связано с глубоким их размывом, о котором говорилось выше.

Возвращаясь к отложениям, которые Е. Д. Сошкина и Т. А. Добролюбова относят к венлокскому ярусу, следует отметить очень большое фациальное сходство трех первых толщ черных доломитов наблюдававшихся ими разреза, с черными частью брекчиевидными доломитами, выступающими в бассейне р. Илыча и огнесенными В. А. Варсанюфьевой условно к венлокскому ярусу, а А. Г. Кондияйн к лландоверскому ярусу.

В 1948—1949 гг. в бассейне Щугора проводила геологические исследования А. И. Першина, описавшая силур этого района. Для р. Большого Патока ею составлен следующий разрез венлокского и лудловского ярусов.

Нижний горизонт венлокского яруса (или «филиппельская доломитовая толща $S_2^2 a$ ») слагается черными зернистыми доломитами, издающими при ударе резкий запах сероводорода. Часто наблюдается брекчиевидная текстура. В отдельных пластах доломита иногда встречаются немногочисленные амфипоры, остатки водорослей и остракод плохой сохранности.

Второй, верхний горизонт венлокского яруса (« $S_2^2 b$ ») слагается известняками с обильными прожилками кальцита и немногочисленными остатками одиночных кораллов и строматопорид.

Обращает внимание, что филиппельские доломиты настолько сходны с нижней частью доломитовой толщи шантымского комплекса р. Илыча, что вряд ли приходится сомневаться в их одновозрастности.

Первый снизу горизонт лудловского яруса (или «третий горизонт силура Большого Патока $S_2^3 c$ », по схеме А. И. Першиной) слагается доломитами с характерной ленточной текстурой. Она является результатом чередования тонких прослоев более крупнозернистого доломита с микрозернистой глинисто-карбонатной породой и обусловлена диагенетической перегруппировкой выпавшего осадка. Фауна из этого горизонта не указывается, так что основания для отнесения его к лудловскому ярусу неясны. Возможно, что он относится к венлоку.

Второй горизонт лудловского яруса (или «четвертый горизонт силурийских отложений Большого Патока $S_2^3 d$ ») представлен плотными темно-серыми гастроподовыми известняками и тонкоплитчатыми известняками и известковыми сланцами, которые содержат местами обильную, но однообразную фауну мелких брахиопод, а в других местах — многочисленные остатки табулят, также довольно однообразных в видовом отношении. Определены *Striatopora arctica* Tchern., *Mycophyllum liliformis* Ether., *Favosites gothlandicus* Lam.

Что касается определения возраста, то надо признать, что ясных палеонтологических доказательств принадлежности этих горизонтов к венлоку и лудлоу А. И. Першина не приводит.

3. БАССЕЙН Р. КОСЬЮ

Бассейн р. Косью — наиболее интересная и наиболее изученная в настоящее время область развития ордовика и силура восточных фаций на Северном Урале. Эти отложения образуют здесь широкую зону вдоль окраины горной полосы и хорошо вскрыты в многочисленных обнажениях трех крупных рек — Косью, Кожима, Вангыра и их притоков. Эти разрезы, взаимно дополняющие друг друга, дают возможность проследить полную серию ордовикских и силурийских отложений от кварцитовидных песчаников и конгломератов тремадока (тельпосская свита) до лудловских карбонатных пород включительно. Особенно полный и интересный разрез исследован по р. Кожиму первоначально Н. А. Куликом и более детально А. А. и Г. А. Черновыми (1940), В. В. Меннером и М. Е. Раабен (1959) и В. В. Маркиным (1948, 1956, 1958).

Река Кожим пересекает периклинальное окончание хребтов Малды, Саледы и Обе-Из, вследствие чего в обнажениях этой реки несколько раз повторяется разрез как силурийских отложений, так и верхней части ордовика. Нижняя часть разреза ордовика вскрыта лишь в обнажениях хребтов Саледы и Обе-Из по р. Косью и ручью Дурней-ю между этими же хребтами. Тремадокские кварциты и конгломераты особенно хорошо обнажены по р. Вангыру.

По фациальному характеру отложения бассейна р. Косью сходны с восточным фациальным комплексом ордовика и силура бассейна р. Ильча. Но для силура могут быть, кроме того, отмечены некоторые фациальные отличия западной части района (р. Косью и западная часть бассейна р. Кожима) и восточной (восточная часть бассейна р. Кожима).

Ордовикские отложения

В бассейне р. Косью широко развиты кварциты и кварцитоподобные песчаники тельпосской свиты, которая здесь была выделена Г. А. Черновым и В. В. Меннером под названием «обеизской» (рис. 29). Здесь хорошо развита и терригенная часть хыдейской свиты, названная Г. А. Черновым «саледской». Эти отложения описаны в главе о кембрии и о метаморфических породах Урала. Поэтому здесь дается описание карбонатных пород нижнего силура, которые появляются в верхах аренигского яруса и слагают лландейльский и карадокский ярусы.

Ниже приводится разрез ордовика для р. Косью по данным А. А. и Г. А. Черновых (1940).

Аренигский ярус (?). На р. Косью можно видеть карбонатный горизонт аренигского (?) яруса, по А. А. Чернову и Г. А. Чернову (1940), представленный серыми крупнозернистыми местами сильнорассланцованными известняками и розовыми известняками. В них изредка встречаются таблички цистоидей и мшанки плохой сохранности. Описанный отсюда новый вид *Cyphotrypa kossjensis* (Astr.) близок к *C. petropolitanus*. *C. kossjensis* встречается в нижнем и среднем ордовике о-ва Вайгач.

Более высокие слои представлены серыми крупнокристаллическими известняками без ясной слоистости с мелкими кристалликами пирита, многочисленными остатками иглокожих и неопределимых мшанок.

Аренигский возраст определяется предположительно по стратиграфическому положению. Этому определению не противоречит наличие упомянутого вида *Cyphotrypa*. Наличие дианулитов и остатков цистоидей создает известное сходство этой толщи с толщиной, отнесенной условно к аренигу в разрезе р. Ичед-Ляги. Учитывая перерывы в обнажениях, можно предполагать мощность толщи до 500 м.

Лландейльский ярус. Этот ярус может быть выделен на основании палеонтологических данных. А. А. и Г. А. Черновы выделяют в нем две толщи.

На аренигские (?) известняки с остатками иглокожих и мшанок здесь ложатся серые кристаллические известняки и зеленовато-серые плотные известняки с пиритом. Иногда они становятся песчанистыми.

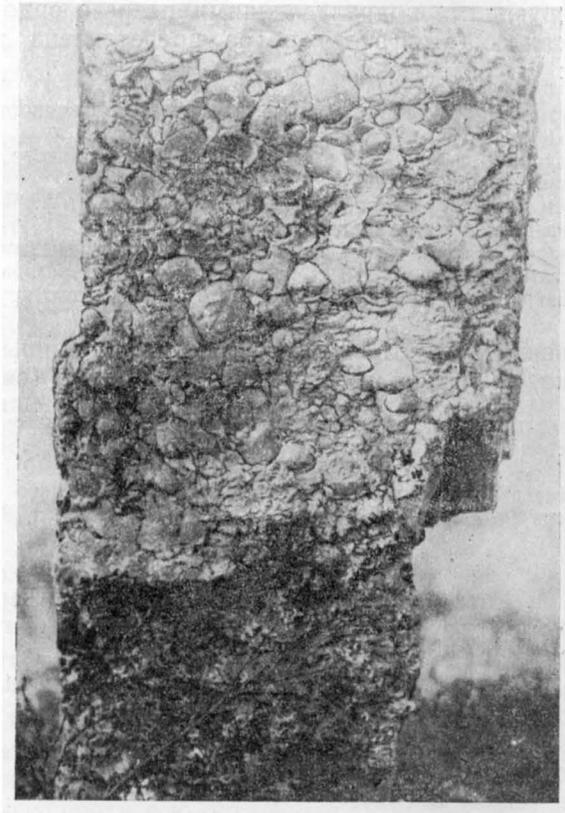


Рис. 29. Ордовикские кварциты хребта Обе-Из, переполненные ядрами *Angarella*.
Фото Г. А. Чернова

Встречен даже пласт известковистого аркозового песчаника с косой слоистостью. Из органических остатков попадают членики криноидей и остатки мшанок *Pachydictia* sp. Мощность 150 м.

Выше лежат синевато-серые известняки с остатками брахиопод и мшанок *Dekayella praenuntia* Ulr. и *Anolotichia* sp. Видимая мощность 20 м.

Карадокский ярус. Река Косью дает наиболее полный палеонтологически охарактеризованный разрез карадокского яруса, в связи с чем Г. А. Чернов называет толщу пород этого возраста «косьюнской». А. А. и Г. А. Черновы выделяют в карадокском ярусе р. Косью следующие пачки слоев (снизу вверх):

1. Темно-серые и желтовато-серые известняки с прожилками желтого кальцита и черные известняки с обломками дистонидей, трилобитов и мелких брахиопод. Условно отнесены к низам карадокса

2. Темно-серые тонкозернистые известняки с мшанками (*Nicholsonella vaupeli* Ulr.) и редкими остатками брахиопод (*Rafinesquina deltoidea* Conr.). до 60 м

3. Синевато-серые известняки с мшанками и брахиоподами	100 м
4. Лиловато-серые известняки, частью криноидные, частью брахиоподовые	20 „
Общая мощность карадокского яруса 650 м.	

По р. Кожиму А. А. и Г. А. Черновы выделили отложения аренигского, лландейльского и карадокского ярусов и частично сопоставили их с соответствующими подразделениями разреза ордовика р. Косью.

Нижняя свита аренигского яруса представлена тремя толщами (снизу вверх):

1. Известково-полевошпатово-кварцевые и известково-слюдисто-кварцевые песчаники. Мощность 100 м.

2. Пачки слюдисто-полевошпатовых кварцевых песчаников и серицит-хлорид-кварцитовых сланцев. Мощность 200 м.

Очевидно, эти толщи соответствуют саладской свите Г. А. Чернова (хыдейской свите К. А. Львова в ее первоначальном объеме).

3. Рассланцованные темно-серые и серые известняки с неясными неопределимыми органическими остатками. Мощность их несколько десятков метров. По стратиграфическому положению они условно отнесены к верхам аренигского яруса.

Лландейльский ярус в разрезе р. Кожима, по данным А. А. Чернова и Г. А. Чернова, представлен следующими толщами (снизу вверх):

1. Темно-серые мелкокристаллические известняки с обломками криноидей и брахиопод и мелкозернистые известковые сланцы. Отсюда определены *Dianulites microcellatus* Astr.

2. Серые известняки с жилками желтого кальцита и белого кварца и с остатками мшанок: *Hemiphragma panderi* D y b., *Orbignyella expansa* B a s s l. var. *baltica* B a s s l.

В разрезе р. Вангыра отложения, которые могли бы быть отнесены к лландейскому ярусу, не выступают. Значительный перерыв в обнажениях отделяет последние свиты метаморфизованных пород от выходов палеонтологически охарактеризованных известняков, которые Г. А. Чернов относит к карадокскому ярусу.

Достаточно полно представлен карадокский ярус в западной части бассейна р. Кожима. А. А. Чернов выделяет здесь два стратиграфических горизонта (снизу вверх):

1. В обоих крыльях антиклинали Саледы развиты серые и синевато-серые, частью массивные, перекристаллизованные и доломитизированные известняки с остатками рецептакулитов (?), табулят, цистоидей, криноидей, брахиопод и мшанок плохой сохранности.

2. В северо-западном крыле антиклинали Саледы можно видеть и вышележащие слои, представленные темно-серыми, частью слоистыми, частью массивными известняками с сильным запахом H_2S при ударе и мелкими зернами флюорита, а также плотные, мелкозернистые доломитизированные известняки.

К верхней части карадокского яруса может быть отнесено и основное вышележащей толщи темно-серых и синевато-серых крупнокристаллических известняков, темно-серых и светло-серых рассланцованных известняков и сланцев с серебристой слюдой на поверхностях сланцеватости. Во всей свите встречено большое количество табулят, стромапор, колониальных ругоз и мшанок. Попадают и брахиоподы. Из верхних слоев толщи определены *Parmorthis elegantula* D a l m. и *Dolerorthis rustica* S o w.

Слои, в которых встречаются эти виды, должны быть отнесены уже к верхнему силуру, граница которого обычно условно проводится по характерному горизонту перекристаллизованных амфиопор (Борисяк, 1955; Никифорова, 1954).

В последних своих работах В. В. Маркин (1956, 1958) дает обобщенную стратиграфическую схему для бассейна Косью в целом и делит ордовик на нижний, средний и верхний отделы. Ниже приводится обобщенная схема раздела ордовика для бассейна р. Косью, по В. В. Маркину.

Нижний ордовик. В границах, намеченных В. В. Маркиным, соответствует тремадокскому ярусу и нижней части аренигского яруса схемы Черновых. Он делится на две толщи, которые В. В. Маркин выделяет как две свиты.

Нижняя толща («свита O_1^I ») слагается в основном из розовых, красных, лиловых и темно-сиреневых кварцитовидных песчаников. Большая часть толщи не содержит фауны, но в верхних частях ее появляются представители рода *Angarella*. Толща немых песчаников соответствует тремадокскому ярусу и обензской свите Г. А. Чернова и тельпосской свите К. А. Львова, а характерный маркирующий горизонт «*Angarella*, первоначально отнесенный к верхам тремадока, рассматривается В. В. Маркиным как основание аренигского яруса и входит в саледскую свиту Г. А. Чернова.

Верхняя толща («свита O_1^{II} »), покрывающая горизонт с обильными остатками *Angarella*, представлена зелеными кварцево-хлорит-серицитовыми сланцами и полимиктовыми песчаниками, слабо охарактеризованными палеонтологически. Чаще всего встречаются *Angarella*, в частности новый вид *Angarella workutensis* A n d r., неопределимые *Nautiloidea* и проблематичные остатки, напоминающие трилобитов. В прослоях известняка, заключенных в верхней части толщи кварцево-хлоритовых сланцев, встречается множество брахиопод плохой сохранности, наиболее близких к роду *Orthis*, и большое количество мшанок, близких к роду *Eridotrypa*.

Нижняя толща соответствует тельпосской свите, а верхняя толща — нижней части хыдейской свиты К. А. Львова и нижней свите аренигского яруса А. А. и Г. А. Черновых. Нижнеордовикский возраст верхней толщи («свита O_1^{II} ») устанавливается по содержанию *Angarella* и по залеганию под карбонатной толщей со среднеордовикской фауной.

Средний ордовик. В. В. Маркин значительно его расширяет и включает в него почти всю остальную часть нижнего силура (т. е. верхний арениг, лландейль и почти весь карадок). Он разделяет средний ордовик на пять свит и дает их детальное литологическое описание и фаунистическую характеристику.

Первая толща («свита O_2^I ») представлена в основании известково-кварцитовыми сланцами и известковистыми песчаниками с прослоями известняков. Переход к нижележащей свите постепенный без следов перерыва или несогласия. В нижней части развиты сланцы того же типа, что и в подстилающей нижеордовикской толще, но с примесью карбонатного материала, содержание которого вверх по разрезу увеличивается. Кварцево-слюдистые песчаники с карбонатным цементом постепенно сменяются известковистыми песчаниками, чередующимися с прослоями известняков, которые преобладают в верхней части разреза.

В нижней части свиты встречаются лишь членики криноидей, мелкие обломки различных окаменелостей и редкие раковины брахиопод. В верхней части отдельные слои переполнены ископаемыми. Много брахиопод. Особенно обильны *Angarella ex gr lopatini* A s s a t. и другие, частью сходные с нижеордовикскими, частью относящиеся к новым видам. А. А. Чумаков указывает *Angarella cf. mirabilis* A s s a t. Кроме того, найдено множество неопределенных пока мшанок *Trepostomata*,

неясные остатки остракод, членики криноидей. Среднеордовикский возраст устанавливается на основании находок *Rynchotrema* и *Dianulites* cf. *petropolitanus* Dуб. в верхних слоях свиты. Род *Rynchotrema*, кроме среднего ордовика, распространен и в верхнем, но в нижнем ордовике пока не установлен.

По мнению В. В. Маркина, эта свита соответствует верхней части хыдейской и нижней части щугорской свит К. А. Львова, а также верхней части аренигского яруса А. А. и Г. А. Черновых (1940).

Вторая толща («свита O_2^I ») среднего ордовика по схеме Маркина представлена исключительно карбонатными породами, преимущественно серыми и темно-серыми известняками. Кластический материал, слагающий породу, состоит из мелких обломков тонкозернистого известняка и органогенного детрита с незначительной примесью зерен кварца. Отдельные слои изобилуют фауной, преимущественно мшанками и брахиоподами, однако в основном в породе встречаются только членики криноидей.

Из мшанок чаще всего встречается *Dianulites petropolitanus* Dуб. До вида определена *Constellaria* ex gr. *varia* Ulr., найдены ближе неопределимые *Fistulipora* и *Batostoma*. А. А. Чернов указывает для этой свиты *Dekayella praenuntia* Ulr. и *Anolotichia* sp. Из брахиопод определены: *Orthis* (*Hebertella*) *bellatrix* Reed., *Rynchotrema*.

Значительная часть указанных форм имеет развитие как в среднем, так и в верхнем ордовике. Большая часть из них в нижний ордовик не спускается. *Hebertella bellatrix* и *Dekayella praenuntia* характерны для среднего ордовика Северной Америки (Black river), а в Прибалтике известны из кеильских (кейласких) и кукерских (кукрузеских) слоев. Род *Anolotichia* известен из трентона и цинциннати, а в Прибалтике встречается от ортоцератитовых (кундаских) слоев до везенбергских (раквереских).

Эта свита отвечает нижней части щугорской свиты К. А. Львова и лландейльскому ярусу А. А. и Г. А. Черновых (1940). Она постепенно переходит в вышележащую свиту.

Третья толща («свита O_2^{III} ») представлена известняками, среди которых можно выделить несколько разновидностей. Преобладают перекристаллизованные серые, буровато-серые и темно-серые толсто-слоистые известняки с бурными точечными включениями. Подчиненную роль играют довольно плотные тонкозернистые и сланцеватые известняки, в основном серые, реже зеленовато-серые.

Фауна, как и в предыдущей свите, распределена неравномерно из-за перекристаллизации. По той же причине неудовлетворительна и сохранность ископаемых. Довольно часто встречаются мшанки *Pachyolictyn* sp., *Stigmatella massalis* Bassl, *Hallopora* aff. *wesenbergiana* Dуб., *Eridotrypa* sp. Отдельные слои переполнены брахиоподами, но сохранность их неудовлетворительна. Определены до рода: *Rafinesquina*, *Plectorthis*, *Vellamo*. Выделены новые виды: *Valcurea proetiosa* Andr., *Lygospira uralica* Andr.

Местами в слоях, соответствующих этой свите, встречены многочисленные представители *Palaeofavosites*, *Lichenaria*, *Lesnikovia*, *Pachydictya* и др.

На основании этих находок В. В. Маркин (1956, 1958) считает возможным отнести третью толщу («свиту O_2^{III} ») к среднему ордовика и сопоставить ее с первой свитой «карадокского яруса» схемы А. А. и Г. А. Черновых и со средней частью щугорской свиты К. А. Львова. Мощность достигает 250 м.

Третья толща обнажается на р. Кожиме выше и ниже устья Пальник-йоля, по правым притокам Дурней-ю, на Пальник-йоле, на восточном и западном склонах горы Обе-Из.

Четвертая толща («свита O_2^{VI} ») по литологическому составу довольно однородна и представлена почти исключительно мраморовидными известняками светлых оттенков. Они большей частью сланцеватые, но в отдельных слоях плотные, массивные. На р. Кожиме в них фауны не встречено. Лишь в шлифах обнаруживаются редкие обрывки раковин, по-видимому, остракод.

Эта свита сопоставляется со свитой мраморовидных известняков, имеющей широкое распространение по р. Косью (вторая свита карадока в схеме А. А. и Г. А. Черновых), где в этой свите найдены *Nicholsonella vaupeli* Ulr., характерная для верхней половины ордовика, и *Solenopora spongioides* Dyb., встречающаяся в верхнем ордовике Прибалтики. Убедительных палеонтологических данных в пользу ее среднеордовиковского возраста не приводится. Возраст определяется по стратиграфическому положению, а именно по залеганию под известняками с *Lichenaria*.

Мощность на р. Кожиме не более 50 м, на р. Косью более 150 м.

Выступает четвертая толща по правому берегу р. Кожима, по р. Пальник-йоля, в 400 м ниже ее устья и по некоторым правым притокам рек Дурней-ю и Сья-ю.

Пятая толща («свита O_2^V »), отнесенная В. В. Маркиным к среднему ордовика в разрезе р. Кожим-ю, сложена разнородными известняками, частью доломитизированными и содержащими сравнительно богатую фауну. Чаще всего встречаются брахиоподы, табуляты и мшанки. Брахиоподы относятся преимущественно к тем видам, которые встречались и ниже: *Valcourea* (?) sp., *Ligospira* (?) *uralica* Andr., *Vellamo* (?) sp., *Rafinesquina* sp. На р. Косью в соответствующей по положению свите обнаружены: *Rhynchotrema* sp., *Porambonites* sp., *Plectorthis* sp. Табуляты в отдельных слоях многочисленны, но представлены почти исключительно новыми видами одного только рода *Lichenaria* (*L. expressa* Sok., *L. arctica* Sok., *L. markini* Sok.).

Кроме того, найдены представители вновь установленного Б. С. Соколовым (на материале с р. Кожима) рода табулята *Lesnikovia* (*Lesnikovia elegans* Sok.) и рецептакулиты. Из мшанок определены: *Dianulites petropolitanus* Dyb., *Diplotrypa* sp., *Batostoma* sp., *Monotrypa* sp.

Первоначально В. В. Маркин отнес пятую толщу («свиту O_2^V ») на р. Кожиме и соответствующую ей свиту «карадока» А. А. и Г. А. Черновых по р. Косью к карадоку. Это было сделано на основании того, что *Pachydictya elegans* Ulr. и род *Batostoma* характерны для нижних слоев верхнего ордовика. В верхних слоях третьей свиты «карадока» схемы Черновых на р. Косью, отвечающей по своему стратиграфическому положению свите « O_2^V » В. В. Маркина, кроме того, была встречена *Rafinesquina*, сходная с типичной для низов верхнего ордовика *Rafinesquina deltoidea* Sok.

Dianulites petropolitanus Dyb. в Прибалтике спорадически встречается еще и в низах верхнего отдела ордовика, так что присутствие этой формы не исключает верхнеордовиковский возраст пятой толщи. Представители *Lesnikovia* и *Lichenaria* первоначально рассматривались Б. С. Соколовым как характерные для верхнего ордовика. Однако в настоящее время он рассматривает их как формы, характерные для среднего ордовика, в связи с чем В. В. Маркин относит свою «свиту O_2^V », соответствующую нижней части третьей свиты карадока А. А. и

Г. А. Черновых, к среднему ордовика. Все же желательное дополнительное подтверждение этого определения возраста пятой толщи («свиты O_2^V »). Роды *Lichenaria* и *Lesnikovia* сравнительно недавно установлены, их стратиграфическое распространение определено недостаточно точно, и, может быть, нельзя решать этот вопрос, основываясь на присутствии только этих форм.

Верхний ордовик. К верхнему ордовика В. В. Маркин (1956, 1958) относит две толщи, из которых только нижняя и нижняя половина верхней отнесены к ордовика в стратиграфической схеме А. А. и Г. А. Черновых.

1. Нижняя толща представлена в основании темно-серыми и синевато-серыми известняками с *Dalmanella meeki* Miller и *Rafinesquina cf. deltoidea* Сопг.

Нижняя граница карадока устанавливается В. В. Маркиным по подошве известняков, содержащих эти формы.

2. Выше залегает мощная довольно однородная толща темно-серых, почти черных, известняков и доломитов, в которых имеется маркирующий горизонт с червеобразно изогнутыми, рельефно выступающими тяжами, или «червячковый горизонт», условно принятый в схеме Черновых за границу нижнего и верхнего силура. В нижних частях этой толщи встречены остатки головоногих и водорослей. В схеме Черновых червячковый горизонт и лежащая над ним пачка доломитов, сходная с подстилающими ее доломитами, помещена в основание лландоверского яруса. В. В. Маркин относит к лландовери доломиты, лежащие выше червячкового горизонта, частью брекчиевидные. Сам же «амфиоровый» горизонт отнесен им к верхам ордовика. Возраст толщи, выделенной им как верхний ордовик, устанавливается по содержанию в ее нижней части верхнеордовикских форм *Rafinesquina* и *Solenopora* и по залеганию этой толщи под доломитами с лландоверской фауной.

В восточной части бассейна Кожима наблюдаются фацциальные изменения ордовикских отложений. Они были изучены В. В. Меннером в 1945—1947 гг. и детально освещены М. Е. Раабен (1959).

В ордовикских отложениях верховьев Кожима и Лемвы В. В. Меннер и М. Е. Раабен выделены четыре свиты: обеизская, малдинская (ангарелловые слои), кожимская и усть-зыбская (амфиоровые слои).

Обеизская свита. Свита кварцитовидных песчаников, кварцитов и конгломератов соответствует характерной терригенной свите, описанной под разными названиями (тельпосской, минисейской) для других районов Приполярного и Полярного Урала.

Малдинская свита (ангарелловые слои). Покрывает обеизскую свиту, достигает здесь значительной мощности (до 500—600 м) и складывается сланцами и кварцитовидными песчаниками. Последние преобладают в основании свиты. В них местами встречается большое количество *Angarella* и представителей нового рода *Kojimia*. Среди ангарелл определены *Angarella jaworowskii* A s s a t.

В. В. Меннер и М. Е. Раабен выделяют ангарелловые слои как самостоятельную свиту. Она соответствует ангарелловым слоям других районов и, может быть, частично отвечает саладской свите Г. А. Чернова.

Кожимская свита. На отложениях нижнего ордовика трансгрессивно, но без видимого несогласия залегают карбонатные породы кожимской свиты. Они ложатся на разные горизонты подстилающих отложений и в основании их местами залегают пестрые охристые сланцы, которые В. В. Меннер и М. Е. Раабен рассматривают как кору выветривания.

Нижняя часть кожимской свиты сложена карбонатно-сланцевой толщей. Средне- и мелкокристаллические, темно-серые, розоватые или

желтоватые мраморы переслаиваются с пропластками или пачками хлоритовых, углистых или хлорито-известковых сланцев. Средняя часть свиты сложена серыми известковыми сланцами, переходящими местами по простиранию в темные рассланцованные известняки. В верхней трети свиты эти же сланцы чередуются с известняками, прослой которых увеличиваются в количестве и мощности вверх по разрезу. В самых верхних горизонтах залегают толстослойные, иссиня-серые известняки с очень редкими прослоями сланцев. Мощность всей кожимской свиты более 500 м.

В нижних горизонтах ее были найдены *Dianulites cf. petropolitanus* D y b., цистоидеи типа *Caryocrinus*, *Receptaculites* и брахиоподы: *Sowerbyella cf. sericea* Sow., *Philhedra aff. mitrata* Huene, *Philhedra* sp. nov.

В. В. Меннер и М. Е. Раабен относят всю кожимскую свиту к карадоку. Но возможно, что нижняя часть этой свиты соответствует более низкому горизонту ордовика — лландельскому ярусу, во всяком случае верхней его части. *Sowerbyella sericea* характерна для слоев θ_2 — θ_3 . Прибалтики (кегельские и вазалемские, по Ф. Б. Шмидту), т. е. для самого основания карадока. *Dianulites petropolitanus* хотя и встречается еще в низах карадока, но более характерен для лландейльского яруса. Цистоидеи типа *Caryocrinus* имеют довольно широкое вертикальное распространение.

Вероятно, перерыв, обусловивший появление коры выветривания на ангарелловых слоях и трансгрессивное залегание кожимской свиты, падает на конец аренигского и нижнюю половину или начало лландейльского века.

По направлению к востоку наблюдаются фациальные изменения кожимской свиты, которая обогащается терригенным материалом. У подножия Сана-Иза в нижней части свиты появляются пласты зеленовато-серых кварцитов, достигающие 30 м мощности и прослеживающиеся на протяжении 2—2,5 км. Возрастает и количество кварцевых и глинистых частиц в известняках. Еще далее к востоку в бассейнах рек Большой и Малой Бадья-ю и Селям-ю карбонатные отложения кожимской свиты переходят в своеобразную тисваизскую свиту, сложенную почти исключительно терригенным обломочным материалом. Описание тисваизской свиты будет дано при описании силура.

Усть-зыбская свита (амфипоровые слои). М. Е. Раабен так же, как В. В. Маркин, относит амфипоровые, или «червячковые», известняки к карадоку. Однако В. В. Меннер их относит к низам лландовери. Лландоверский возраст он устанавливает на основании находки в амфипоровых слоях *Solenopora cf. compacta* Bill. и находки *Plasmoporella* в самом основании черных плитчатых известняков, покрывающих амфипоровые слои. *Plasmoporella* — род, характерный для боркгольмских известняков Прибалтики, которые теперь отнесены к лландоверскому ярусу силура. Таким образом, слои, непосредственно покрывающие амфипоровые, должны быть признаны силурийскими. Это дает основание считать силурийскими и слои, покрывающие амфипоровые известняки в западной части бассейна р. Кожима. Однако для точного определения возраста амфипоровых слоев одной находки *Solenopora*, которую нельзя даже уверенно отнести к определенному виду, недостаточно. Отнесение их к верхнему или нижнему отделу в настоящее время условно и должно быть обосновано более значительным палеонтологическим материалом¹.

¹ Согласно данным К. П. Евсеева (1959), «червячковые» известняки имеют распространение как в ордовике, так и в силуре.

По В. В. Меннеру и М. Е. Раабен, червеобразные цилиндрические образования, выступающие на поверхности описанных известняков, имеют органическое происхождение. Они считают, что червячковые известняки представляют собой перекристаллизованные известняки, переполненные колониями амфипор.

ФАЦИАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС Р. КОСЬЮ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАСЕЙНА Р. КОЖИМА

Силурийские отложения

Лландоверский ярус. В бассейне р. Косью можно всюду наблюдать постепенный переход верхнего горизонта карадокского яруса в известняки или известковые сланцы, относимые к лландоверскому ярусу. Граница между тем и другим, как указано выше, проводится условно по характерному червячковому, или амфипоровому, горизонту, возраст которого разными исследователями определяется по-разному. В настоящей работе этот горизонт отнесен к основанию лландовери.

В разрезе р. Косью А. А. Черновым и Г. А. Черновым к лландоверскому ярусу отнесены две толщи карбонатных пород (снизу вверх):

1. Свита темно-серых и черных слоистых доломитов, местами пронизанных кальцитовыми жилами толщиной до 10—20 см. Наблюдаются червеобразные извилистые перекристаллизованные остатки колоний амфипор (?), слагающие иногда целые слои (червячковый горизонт). Встречаются и членики криноидей. Мощность не менее 300 м.

2. Толща темных доломитов без амфипор, представлена несколькими разностями: черными мучнистыми доломитами при ударе с сильным запахом H_2S , брекчиевидными доломитами и серыми доломитами с остатками перекристаллизованных губок (?). Мощность около 50 м.

Ни в той, ни в другой толще не найдено определенных органических остатков, так что отнесение их к лландоверскому ярусу условно. Более точно лландоверский ярус может быть выделен в западных разрезах р. Кожима, где соответствующие ему отложения охарактеризованы палеонтологически (рис. 30). Они выступают на поверхность в области антиклиналей хребтов Обе-Из и Саледы и могут быть разделены на два стратиграфических горизонта, легко сопоставляемых с двумя горизонтами Косью.

1. Нижний горизонт представлен синевато-серыми известняками с перекристаллизованными червеобразными колониями амфипор. Кроме этих органических остатков, хотя и неопределимых, но характерных, также встречаются галлизиты и мелкие брахиоподы плохой сохранности. Мощность толщи около 500 м.

2. Верхний горизонт представлен светло-серыми известняками и доломитизированными известняками, которые непосредственно залегают на известняки нижней толщи. Они содержат обильную фауну строматопор, мшанок, крупные колонии фавозитов; реже встречаются галлизиты и одиночные кораллы. Определены: *Streptelasma whittardi* Smith, *Columnaria williamsi* Goldf. Мощность толщи до 200 м.

Таким образом, в разрезах рек Кожима и Косью отложения, которые можно отнести к лландоверскому ярусу, по данным А. А. и Г. А. Черновых, довольно близки по характеру слагающих их пород. Их разрез повсеместно начинается типичным маркирующим «червячковым» горизонтом.

В. В. Маркин в разрезе р. Косью условно отнес к лландоверскому ярусу ту же толщу, что и А. А. Чернов. Но позже, при изучении разреза силура на р. Кожиме нижнюю часть лландоверского яруса с характерным червячковым горизонтом или свиту черных доломитов схемы Черновых В. В. Маркин отнес к карадоку, о чем уже говорилось выше.

Верхнюю границу лландоверского яруса он несколько поднял, включив в него первую свиту венлока схемы Черновых, на основании нахождения в ней характерных для лландовери гладких пентамерид.

В границах, принятых В. В. Маркиным (1958), лландоверский ярус разделяется на две свиты: нижняя (S_a^{II}) соответствует приблизительно



Рис. 30. Скалы силурийских доломитов на р. Кожиме. Фото Г. А. Чернова

второй свите лландоверского яруса схемы Черновых, верхняя (S_b^{II}) соответствует нижней свите венлока схемы Черновых. Обе свиты отвечают верхней части разреза лландоверского яруса.

Нижняя свита слагается в основании брекчиевидными известняками и доломитами, совершенно сходными с описанными выше брекчиями Шантым-Прилука и бассейна Шугора и Подчерема. В. В. Маркин объясняет генезис этих брекчий перерывом в осадконакоплении, приуроченным к концу ордовика или ко времени образования верхнеордовикской толщи. С этой точкой зрения трудно согласиться. Мономиктовые брекчии, характерные для нижней половины верхнего силура Северного Урала, не несут никаких следов субаэрального или прибрежного происхождения. Они представляют тектонические брекчии и приурочены к породам определенного сложения и состава, преимущественно к плотным кристаллическим доломитам, образующим мощные массивные пласты и встречающимся в различных стратиграфических

горизонтах. Для бассейна р. Илыча эти брекчии и их генезис описаны М. Г. Трущелевым (1957, 1960). Кроме того, встречаются брекчии, образование которых связано с подводными оползнями (Раабен, 1956, 1959).

Первоначально, по-видимому, вся толща была представлена известняками, подвергшимися затем частичной или полной доломитизации. Органических остатков мало; чаще других встречаются плохо сохранившиеся ругозы.

Верхняя свита лландовери, по В. В. Маркину¹, в своем основании сложена серыми и темно-серыми известняками, местами переходящими в доломиты. В отдельных случаях наблюдаются кремненные участки. Основная масса известняков сложена тонкозернистым кальцитом, с редкими более крупными зернами доломита, а также с включением обломков с органической структурой. Вверх по разрезу количество кремнистых участков возрастает, и известняки приобретают местами полосатую текстуру от многочисленных окремневших прослоев в них.

В верхней части толщи преобладают темно-серые, почти черные, кристаллические доломиты, обычно сравнительно тонкослоистые.

Кремнистых участков здесь значительно больше. В отдельных прослоях порода окрашена в темный цвет и содержит кристаллы пирита. Встречаются слои с брекчиевидной текстурой: в серой массе карбоната включены угловатые обломки более темного, почти черного, цвета, размером от нескольких миллиметров до 1—2 см и иногда более. Во всей толще отмечены прожилки белого и светло-желтого кальцита. В нижней части свиты они относительно редки, а в верхней пронизывают всю породу. Кальцит часто замещает колонии табулят, гализитов, строматопор. Мощность свиты до 250 м.

В этой свите указывается много органических остатков. Чаще других встречаются табуляты, реже ругозы и брахиоподы. Довольно часто можно видеть мшанки, преимущественно ветвистые формы определений. Из табулят определены: *Favosites* cf. *intermedicus* Oculitch, *Palaeofavosites gothlandicoformis* Buch, *Pal. groenlandicus* Pouls, *Pal. ex gr. alveolaris* Goldf. var. *simplex* Tchern., *Halysites* ex gr. *pseudoorthopteroides* Tchern., *Palaeohalysites* sp. nov. (Sok.), *Pal. gothlandicus* Yabe, *Pal. parallelus* Schm., *Pal. parallelus* var. *taimyrica* Tchern., *Pal. anikeevi* Tchern. и др.

Кроме того, определены: *Virgiana* cf. *barrandei* var. *anticostiensis* Twenck, *Stricklandia* cf. *lirata* Sow., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow., *Streptelasma* sp., *Columnaria* sp., *Lindstromia* sp. и др.

Лландоверский возраст определяется на основании нахождения *Palaeohalysites gothlandicus* Yabe, *P. parallelus* Schm., *P. groenlandicus* Pouls и на основании присутствия представителей гладких *Pentamerus* типа *P. oblongus* Sow., характерных для этого яруса.

Венлокский ярус. Слагается различными доломитами, то темно-серыми, почти черными, перекристаллизованными, то синевато-серыми и серыми, то светло-серыми, кристаллическими.

В нижней части венлокские доломиты (в объеме яруса, принятом В. В. Маркиным в 1958 г.) почти ничем не отличимы от доломитов подстилающей свиты, отнесенной им к верхнему лландовери (?). В. В. Маркин указывает, что проведение границы между этими двумя ярусами возможно лишь по смене фауны. Нижняя граница венлокского яруса определяется кровлей известняков с гладкими пентамеридами верхнелландоверского облика. Верхняя граница венлокского

¹ А. А. и Г. А. Черновы эту свиту отнесли к венлокскому ярусу.

яруса устанавливается по появлению форм, характерных для лудлова. Для венлока устанавливается следующий разрез (снизу вверх):

1. Темно-серые, почти, черные, толстослоистые кристаллические доломиты с неравномернозернистой структурой. Местами в них множество пустот и каверн, выполненных кальцитом. В пустотах встречаются мелкие кристаллы горного хрусталя. По трещинам часто можно видеть лимонит и псевдоморфозы лимонита по пириту. К этой толще приурочены и брекчиевидные доломиты. Они состоят из угловатых обломков тонкозернистого доломитового материала, окрашенного в темный цвет, включенных в более светлый кристаллический доломит.

2. Серые и светло-серые, иногда и белые мраморовидные доломиты, переходящие в отдельных случаях в известняки. Местами наблюдается полосчатая структура, обусловленная переслаиванием тонких пропластков более грубозернистого и более тонкозернистого доломита. При выветривании эти породы приобретают ребристую поверхность. Подчиненное значение имеют серые тонкозернистые, тонкослоистые доломитизированные известняки, переходящие в чистые известняки.

3. Светло-серые, в выветрелом состоянии почти белые, кристаллические сахаровидные доломиты, напоминающие по внешнему виду мраморы. В отдельных слоях появляется тонкополосчатая структура, иногда с множеством зеленых мергелистых примазок. Толщина их различна.

Из фауны чаще других встречаются строматопоры и табуляты, а также ругозы и брахиоподы очень плохой сохранности. Определены: *Multisolenia ninae* Tchern., *Palaeofavosites maxima* Tchern., *Palaeohalysites sindoensis* Ozaki, *Actinostroma* cf. *soshkini* Riab., *Stromatopora* cf. *typica* Rosen, *Clathrodiction cylindricum* Riab. и другие формы, обычно встречающиеся в венлоке.

Мощность по примерным подсчетам не менее 200 м.

Доломиты описанной толщи венлока широко распространены по р. Кожиму и по ее левым притокам Сы-ю и Дурней-ю.

Лудловский ярус. Наиболее полный разрез этого яруса для рек Косью и Кожима составлен В. В. Маркиным. Он выделяет две свиты в лудловском ярусе.

Нижняя свита складывается толстослоистыми доломитами, залегающими выше светло-серых, почти белых, верхневенлокских доломитов. В основании встречены прослои с брекчиевидной текстурой, выше следует толща плотных твердых серых доломитизированных известняков и кристаллических доломитов, в отдельных слоях кремнистых с пластами от 5 до 55 см и более. Первичная порода была, по-видимому, представлена известняками обломочной структуры. Кальцит сохранился в отдельных участках и можно наблюдать эпигенетическое развитие доломита.

В отдельных слоях встречается множество табулят, строматопор, ругоз. Реже попадаются брахиоподы, остракоды и др.

Из табулят много *Favosites*, частью неопределимых до вида, частью представляющих новые виды, есть *Squameofavosites* sp., *Halysites* sp. Из брахиопод определен *Conchidium vogulicum* Vern. var. *septentrionalis* Nikif., типичный для нижнего лудлова.

Верхняя свита представлена серыми известняками и доломитизированными известняками. Известняки местами переходят в мергель, залегающий отдельными прослоями. В них встречается множество брахиопод. Определены: *Lissatrypa phoca* Salt., *Protathyris didyma* Daln., характерные для гребенского горизонта лудловского яруса о-ва Вайгач. Встречаются остракоды.

Выше количество мергелистых прослоев уменьшается и появляется толща довольно толстослоистых серых, местами доломитизированных известняков. Фауна распределена в них неравномерно. Она сосредоточена только в некоторых слоях. При этом в одних из них наблюдаются исключительно табуляты, в других — одни брахиоподы. Многие из форм, определенных на р. Кожиме, встречены и на р. Косью.

Из табулят на р. Кожима встречены: *Syringopora spinosa* Tchern., *Syr. ex gr. fascicularis* Linne, *Syringopora cf. schmidti* Tchern., *Syr. lindströmi* Tchern., *Syringopora cf. adzvaensis* Tchern., *Favosites forbesi* M. Edw. et Haime, *F. fungites* Sok., *Squamofavosites* sp., *Squamofavosites cf. hemisphaericus* var. *bohemica* Pošta, *Sq. ex gr. singularis* Sok.

На р. Косью в соответствующих слоях найдены: *Favosites gothlandicus* Lam., *F. jermolaewi* Tchern., *F. cf. rusanovi* Tchern., *F. ex gr. hyperboreus* Tchern., *Squamofavosites* sp., *Syringopora spinosa* Tchern., *Syr. cf. schmidti* Tchern.

Из брахиопод на р. Косью особенно многочисленны: *Protathyris didyma* Dalm. и *Spirifer ex gr. crispus* His. Затем определены: *S. cf. parvulus* Tchern., *S. modestus* var. *striatissimus* Holt., *Lissatrypa linguata* Buch, *L. phoca* Salt., *Lissatrypa cf. sheii* Holt., *Stropheodonta* ex gr. *subinterstitialis* Kozl., *Schuchertella cf. interstriata* var. *sinuata* Holt., *Camarotoechia lichtfieldensis* var. *angustata* Holt., *Schellwienella* sp., *Dalmanella* sp., *Delthyris* sp.

По своему комплексу и по некоторым руководящим формам эта фауна может быть отнесена к основанию верхнелудловского яруса и отвечает гребенскому горизонту о-вов Вайгач и Новой Земли. В районе р. Кожима верхняя часть лудловского разреза не обнаружена.

Видимая мощность лудлова около 150 м.

ФАЦИАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАСЕЙНА Р. КОЖИМА И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАСЕЙНА Р. ЛЕМВЫ

Силурийские отложения

В восточной части бассейна р. Кожима и юго-восточной части бассейна р. Лемвы, исследованных в 1947 г. В. В. Меннером и М. Е. Раабен (1959), характер силурийских пород несколько изменяется, хотя и здесь весь разрез слагается карбонатными осадками.

Первая зона охватывает область западного крыла переклинали Малды и синклиналь Лимбика. Здесь М. Е. Раабен выделяет пять стратиграфических горизонтов: первый, второй, третий и четвертый относятся к лландоверскому ярусу, а пятый—к венлокскому ярусу и самым низам лудловского.

Первый горизонт представлен амфипоровыми известняками. Второй и третий горизонты рассматриваются как две подсвиты нижнелимбикской свиты, четвертый получил название верхнелимбикской свиты, а пятый—правобережной свиты.

Лландоверский ярус. 1. В основании нижнелимбикской свиты лежат темно-серые или светло-серые амфипоровые известняки с червячковой структурой, условно отнесенные В. В. Меннером к низам лландоверского яруса, а, по мнению М. Е. Раабен (1959), относящиеся к карадоку. Выше наблюдается чередование «амфипоровых» известняков с известняками, не содержащими «амфипор», создающее постепенный переход к вышележащему горизонту.

2. Темные, на выветрелых поверхностях почти черные, слоистые известняки, которые относятся к подсвите «черных плитчатых доломитизированных известняков» нижнелимбикской свиты. В них встречаются одиночные кораллы и колонии *Heliolites* плохой сохранности. Мощность этого горизонта на востоке 200 м, а на западе увеличивается до 400 м. Он отвечает нижней подсвите нижнелимбикской свиты, по М. Е. Раабен.

3. Верхняя подсвита нижнелимбикской свиты, по М. Е. Раабен состоит из светлых плитчатых доломитизированных известняков и доло-

митов с прослоями очень тонкозернистых светло-серых, желтоватых или розоватых, большей частью доломитизированных известняков, иногда принимающих более темную окраску и полосчатую текстуру. На поверхности пластов видны следы высыхания. Местами встречаются прослои темно-серых более крупнозернистых, грубослоистых известняков и линзы брекчиевидных известняков. Мощность до 400 м.

4. Вышележащая толща выделяется как верхнелимбикская свита. Она слагается из черных и темно-серых известняков с сильным запахом сероводорода, с гнездами и жилками кальцита, часто замещающего фауну. Встречаются колонии *Favosites* и особенно *Halysites*, образующие целые прослои и линзы с одиночными кораллами. Кроме того, встречаются плохой сохранности мелкие гладкие *Pentamerus*. Их ядра местами нацело слагают породу. По определению О. И. Никифоровой, они, возможно, принадлежат *Pentamerus ex gr. borealis*. Однако плохая сохранность органических остатков, обусловленная перекристаллизацией, не позволяет точно их определить. Мощность несколько десятков метров.

Венлокский и лудловский ярусы. 5. Правобережная свита. Известняки верхнелимбикской свиты с гладкими пентамеридами покрываются массивными, в нижней части белыми, вверху черными известняками с резким битуминозным запахом. Массивные известняки очень плотные и образуют на склонах резко выступающие скалы. Видимая мощность этой толщи достигает в отдельных разрезах 100 м.

Самые верхние слои силура в данном районе представлены синевато-серыми слоистыми окремневшими известняками с многочисленными мелкими брахиоподами *Lissatrypa linguata* Buch, *Protathyris didyma* Daln. Общая мощность правобережной свиты в бассейне р. Лемвы не превышает 200 м. Она хорошо прослеживается к западу в смежном юго-западном районе бассейна р. Кожима, где мощность ее возрастает до 400 м. Здесь в толще, соответствующей правобережной свите, была найдена фауна гребенского типа.

Вторая зона развития силура охватывает синклиналь Балбан-ю и южную часть восточного крыла периклинали Малды в ее северной, погруженной части, пересеченной р. Лемвой.

Здесь хорошо прослеживаются две свиты: нижнелимбикская и свита Балбан-ю. Между выходами этих двух свит имеется перерыв, по-видимому соответствующий верхнелимбикской свите и отвечающий толще пластов мощностью до 100—120 м.

Нижнелимбикская свита. Нижняя подсвита отвечает лландоверскому ярусу. Она слагается темно-серыми грубоплитчатыми доломитизированными известняками с амфипоровым горизонтом в основании. В общем эта подсвита сходна с соответствующими отложениями синклинали Лимбика и западного склона антиклинали Малды. Мощность ее около 200 м. Надо отметить резкое сокращение мощности амфипорового горизонта, измеряющей лишь несколькими метрами.

Верхняя подсвита сложена из светлых плитчатых доломитизированных известняков и доломитов, отвечающих нижней части венлокского яруса, а также сходна с соответствующей подсвитой нижнелимбикской свиты западного разреза. Но надо отметить появление в ней сланцев и песчаников и значительную доломитизацию известняков, переходящих иногда нацело в доломиты. Видимая мощность ее около 200 м. Верхняя часть венлокского яруса, представленная в западном разрезе верхнелимбикской свиты, здесь не вскрыта в обнажениях.

Свита Балбан-ю. Стратиграфически соответствует отложениям венлокского и лудловского ярусов восточного крыла антиклинали Малды. Они значительно отличаются от соответствующих по возрасту отложе-

ний правобережной свиты синклинали Лимбика и представлены исключительно только массивными биогермными и рифовыми известняками, в которых лишь иногда намечаются едва заметные мощные слои. Известняки обычно неравномернокрупнозернистые, белые или желтовато-серые, частью темно-серые с большими светлыми участками. Местами доломитизированы, а иногда переходят в доломиты.

При выветривании они образуют столбообразные скалы «болваны», поднимающиеся на склонах р. Балбан-ю, которая и получила от них свое название. В нижней части свиты часто наблюдаются линзы характерных брекчиевидных известняков. По описанию М. Е. Раабен, эти брекчии связаны с подводными оползнями. В массивных известняках в изобилии встречаются остатки кораллов, настолько перекристаллизованных, что нельзя дать даже родовое определение. Кораллы иногда нацело слагают выходы известняков. Кроме того, в последних встречаются остатки гастропод и брахиопод, в частности *Conchidium vogulicum* var. *septentrionalis* Nikif., сходный с лудловскими формами, встреченными на о-ве Вайгач и Пай-Хое и в банковом горизонте А. Н. Ходаевича. Мощность свиты более 500 м (Раабен, 1959).

ТИСВАИЗСКИЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС ПРИОСЕВОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Силурийские отложения

К востоку от антиклинали Малды в приосевой части западного склона водораздельного хребта карбонатные толщи ордовикских и силурийских отложений почти целиком замещаются мощной терригенной толщей, которую В. В. Меннер выделил как тисваизский комплекс (наименование от хребта Тисва-Из на берегу р. Лемвы). Он описан В. В. Меннером, М. Е. Раабен, А. В. Хабаковым и К. Г. Войновским-Кригер.

Отложения тисваизского комплекса прослеживаются на большом протяжении. Они начинаются на юге от устья р. Яроты, тянутся вдоль южного склона Селям-Ю-Из и слагают водораздел Кожима и Лемвы, хребет Тисва-Из на правом берегу Лемвы и ряд возвышенностей на северном продолжении этого хребта в пределах водораздела рек Парнука и Хаймы.

Тисваизский комплекс слагается черными или темно-серыми кварцитовидными известковистыми песчаниками и сланцами.

Кварцитовидные песчаники обычно грубоплитчатые, мелкозернистые, очень плотные, иногда переходят в сливные песчаники или кварциты. Они то часто переслаиваются со сланцами, то образуют в толще сланцев большие линзы до 100—200 м мощности.

Сланцы тисваизского комплекса так же, как и песчаники, окрашены в черные или темно-серые тона. Они очень плотные. Преобладают кварцево-глинисто-серицитовые разности, встречаются черные углистые сланцы и серые глинисто-известковые, переходящие местами в глинистые известняки; иногда пестрые, красновато-желтовато-коричневые и оранжевые мягкие сланцы у основания свиты, похожие на охристые сланцы, залегающие в основании кожимской свиты нижнего силура. Обычно песчаники и сланцы тисваизского комплекса не содержат органических остатков. Но в некоторых разрезах в углисто-известковых сланцах встречены многочисленные ядра кораллов и криноидей очень плохой сохранности.

Кроме кварцитов и сланцев, в тисваизском комплексе встречаются известняки, образующие линзы, выклинивающиеся по простиранию.

Известняки имеют подчиненное значение, но в отдельных случаях, ближе к западной границе области развития тисваизского комплекса, линзы известняков могут достигать значительных размеров.

В бассейне р. Кожима, между реками Бадья-ю и Юнко-шор, указываются мощные линзовидные прослои серых массивных амфипоровых и строматопоровых известняков.

По берегам р. Лемвы близ Маячных скал обнажается толща до 350—400 м мощности, в которой наблюдается переслаивание известняков и сланцев. Известняки частью толстослойные, плотные, густо пронизанные жилками кальцита, частью массивные, трещиноватые, частью же рассланцованные, мягкие, грифельно-серые, пронизанные пластовыми кварцево-кальцитовыми жилами.

В этих известняках встречена фауна верхов нижнего и низов среднего девона (Раабен, 1959). В нижних же горизонтах тисваизского комплекса на юго-восточном склоне хребта Тисва-Из А. А. Хабаков нашел ордовикские брахиоподы *Rhynchotrema* и *Platystrophia* и обломки *Trepostomata*.

По-видимому, тисваизский фациальный комплекс включает как нижне- и среднедевонские, так и ордовикские и силурийские отложения. В. В. Меннер и М. Е. Раабен считают, что нижняя часть тисваизского комплекса соответствует кожимской свите. Это отчасти подтверждается тем, что в основании обеих свит залегает сходный горизонт охристых сланцев. Выше лежит часть свиты, соответствующая верхнему силуру, которая в свою очередь покрывается отложениями девонского возраста.

К. П. Евсеев выделяет тисваизскую свиту как фациальный аналог качамыльской свиты. По его данным, к тисваизской свите следует отнести лишь кварцитовидные песчаники, углисто-кремнистые и кремнистые сланцы, которые согласно залегают на грубеинской свите нижнего и среднего ордовика и покрываются петельчатыми известняками и сланцами харотской свиты силура. Исходя из этих данных, К. П. Евсеев тисваизскую свиту рассматривает как стратиграфическое подразделение, отвечающее лишь верхам среднего ордовика и верхнему ордовику.

Таким образом, силурийские и ордовикские отложения бассейна р. Косью и области северного периклинального окончания массива Малды по общему фациальному облику соответствуют восточному (шантымскому) фациальному комплексу бассейна р. Верхней Печоры; наблюдается только некоторое изменение разреза с запада на восток, где значительную роль в силуре и ордовике играют биогермные фации. Переход силура в ордовикские отложения всюду, где его приходится наблюдать, постепенный, и граница между двумя системами принимается условно. В приосевой части Урала карбонатные толщи силура замещаются терригенными отложениями и образуют как бы переход к лемвинскому комплексу.

4. БАСЕЙН РЕК ЛЕМВЫ И ЕЛЬЦА

К северу от бассейна р. Косью находится очень интересный по своему структурно-фациальному характеру участок западного склона Урала, орошаемый реками Лемвой и Ельцом. Он был подробно исследован Г. П. Софроновым (1956), М. П. Пархановым (1956), К. Г. Войновским-Кригер (1945, 1953 г), С. Н. Волковым (Сирин и др., 19456); здесь работали В. В. Меннер, М. Е. Раабен и А. В. Хабаков, а с 1956 г. К. П. Евсеев (1959) и Ю. Б. Евдокимов (1959).

Одной из особенностей этого района является развитие двух весьма различных фациальных комплексов палеозоя — елецкого и лемвин-

ского. Ордовикские и силурийские отложения входят в состав обоих комплексов и были наиболее подробно описаны К. Г. Войновским-Кригер, на основании работ которого главным образом и составлен приведенный ниже обзор этих отложений.

Силур и ордовик елецкого комплекса развиты в бассейне р. Сарт-ю, особенно по ее левому притоку Ния-ю. Они выступают на р. Лек-Ельце и в виде отдельных выходов обнажаются вдоль западной и восточной частей Нияюской депрессии близ массива Енганэ-Пэ и у подножия массива Манита-Нырды. Они характеризуются развитием карбонатных фаций в среднем и верхнем ордовике и в силуре.

Лемвинский комплекс дает, как и елецкий, полный стратиграфический разрез этих систем. Он складывается из нескольких свит, весьма характерных по фациальному составу. Основную роль играют глинистые сланцы, алевролиты, кремнистые сланцы. Известняки значительно менее распространены, но представлены весьма характерными и своеобразными разностями.

В бассейне р. Лемвы может быть выделен и третий тип разреза ордовикских и силурийских отложений, тесно связанный с отложениями бассейна р. Кожима и являющийся как бы самой восточной фациальной модификацией кожимского комплекса силура. Это отложения тисваизского комплекса, которые впервые были выделены В. В. Меннером и М. Е. Раабен.

ЕЛЕЦКИЙ КОМПЛЕКС

Ордовикские отложения

Ордовикские отложения в бассейнах рек Лемвы и Ельца пользуются очень широким распространением. В елецком комплексе ордовик получает наиболее полное развитие, особенно в пределах горных массивов Енганэ-Пэ и Манита-Нырды. Разрез ордовика начинается здесь мощной толщей кварцитов с подчиненными им конгломератами (тельпосская свита). Они залегают с резким угловым несогласием на более древних отложениях и образуют вместе со всеми вышележащими палеозойскими породами отдельный структурный ярус.

Ордовик лемвинской зоны резко отличается от елецкого по фациальному составу. В лемвинской зоне отсутствуют характерные для более южных и северных районов мощные толщи кварцитов тельпосской свиты и покрывающие их карбонатные породы хыдейской и щугорской свит. Они замещаются здесь маломощными базальными конгломератами и сланцево-алевролитовыми толщами, среди которых известняки играют подчиненную роль. Отложения лемвинского комплекса широко распространены в бассейнах рек Ельца, Кеч-Пеля и Лемвы; особенно в южной половине района.

В массиве Енганэ-Пэ (бассейн р. Ельца) присутствуют метаморфические породы ордовика (тельпосская свита), которые на основании находок *Angarella* относят к нижнему ордовiku.

Аренигский ярус. Отложения, условно отнесенные к аренигскому ярусу, обнажаются на р. Лек-Ельце по южной окраине массива Енганэ-Пэ. Они разделяются на две толщи (снизу вверх):

1. Светло-серые слоистые известняки без фауны. Видимая мощность 4 м.
2. Серые и коричневато-серые плотные и более рыхлые яснослоистые, несколько доломитизированные известняки с фауной трилобитов: *Asaphus* cf. *undatus* Stein., *Asaphus* sp., *Megalaspis* (?) sp.

Остатки *Megalaspis*, правда, условно отнесенные к этому роду, позволяют предположительно говорить об аренигском возрасте этой толщи. Верхнюю границу аренигского яруса провести трудно, так как

слои, покрывающие известняки с трилобитами, брахиоподами и табулятами, не содержат руководящих форм.

Лландейльский и карадокский ярусы (нижний и средний ордовик). Отсутствие руководящих форм в слоях, покрывающих верхний горизонт аренигских отложений, позволяет лишь условно относить их к лландейльскому ярусу, поскольку никакого перерыва в этой толще карбонатных пород не замечается. Также не ясна граница между лландейльским и карадокским ярусами.

К карадокскому ярусу К. Г. Войновский-Кригер относит все карбонатные отложения, охарактеризованные верхнеордовикской фауной, обнажающиеся по периферии горного массива Енганэ-Пэ.

На р. Лек-Ельце у южной оконечности этого массива доломитизированные известняки с *Megalaspis* покрываются:

3. Серые известняки и доломитизированные известняки, местами с обломками табулят и ближе не определенным органическим детритом. По стратиграфическому положению условно отнесены к лландейльскому ярусу.

4. Темно-серые тонкослойные плитчатые местами криноидные известняки. В нижних слоях встречаются брахиоподы, табуляты, ругозы, в средней части проходит слой, переполненный давленными *Strophomenidae* (*Rafinesquiana*), а в верхних частях находятся остатки *Favosites*, брахиоподы — *Clitambonites* sp., *Rhyncholerna* sp., *Leptaena* sp. и представители *Orthoceras* sp. и др. В самых верхних слоях в темно-серых тонкоплитчатых известняках найдены *Alveolites* sp., *Cystiphyllum* sp., остатки брахиопод плохой сохранности и фрагменты трилобитов. Местами в известняках множество члеников криноидей. Общая мощность третьей и четвертой толщ (вместе с перерывами в выходах) около 60 м.

В самых верхних слоях разреза Лек-Ельца присутствует *Syringopora moravica* E. Rohl. — форма, встречающаяся в девонских отложениях Западной Европы и Сибири. Находки этой формы заставляют относить верхний горизонт подстилающих их слоев, по крайней мере, к силуру, а непосредственно подстилающие силур слои — к карадокскому ярусу. Но, конечно, выделение этих стратиграфических подразделений в данном разрезе весьма условно.

Карадокский ярус значительно полнее представлен в обнажениях ручья Кабын-Ерон-Тай (Хобык-Тай-Юган) у северной оконечности массива Енганэ-Пэ. Здесь вскрыт следующий разрез (снизу вверх):

1. Доломиты и доломитизированные известняки тонко- и мелкозернистые, тонко- и среднеслойные с остатками брахиопод: *Clitambonites* sp., *Sowerbyella* (?) sp., *Rafinesquina* sp. Видимая мощность 30 м.

2. Толстослойные темно-серые известняки и доломиты со скоплениями остатков трилобитов и редкими брахиоподами, местами образующими банки. В верхних слоях многочисленные мелкоячеистые фаозиты и местами проблематические ветвящиеся образования в виде валиков с бугристой поверхностью.

В известняках и доломитах собрана довольно обильная фауна брахиопод и трилобитов: *Clitambonites* sp., *Rafinesquina* cf. *deltoides* C. n. g., *Sowerbyella* sp., *Platystrophia* (?) sp., *Dalmanella* sp., *Iliaenus* sp., *Isoteloides* (?) sp., *Chasmops* (?) sp., *Pterygomelopus* (?) sp. Видимая мощность 15 м.

Горизонт ветвящихся валиков с мелкобугристой поверхностью, по описанию К. Г. Войновского-Кригер, очень сходен с «червячковым» горизонтом, прослеживаемым в принятой нами схеме на границе карадока и лландоверского яруса и отнесенным к лландовери. Этот возраст подтверждается и стратиграфическим положением слоя с ветвящимися валиками, так как он непосредственно покрывается слоями известняка со *Stricklandia*, уверенно отнесенными А. Ф. Лесниковой к основанию верхнего силура.

Ордовикские известняки, которые могут быть отнесены к самому основанию карадокского яруса, выступают у южного окончания массива Енганэ-Пэ, где р. Лек-Елец в широтном отрезке своего течения

пересекает периклинально замыкающуюся антиклинальную структуру этого массива. На западном крыле периклинали выступают слоистые желтовато-серые и серые плотные известняки и доломитизированные известняки с остатками рецептакулитов, табулят, мшанок, члеников криноидей и раковин *Leptaena*. Общая мощность их 120 м. Перерывом, отвечающим мощности в 40 м, они отделены от стратиграфически более низкого горизонта желтовато-серых массивных доломитов с *Clitambonites* sp. Эти слои, видимая мощность которых 20 м, К. Г. Войновский-Кригер считает возможным относить к основанию карадока.

В восточном крыле периклинали к ордовику отнесены следующие слои (снизу вверх):

1. Светло-серые слоистые известняки без фауны. Мощность несколько десятков метров.

2. Доломитизированные серые и коричневатые слоистые известняки с *Megalaspis* (?) sp., *Asaphus* sp., *Rhynchotrema* sp., *Vellamo* sp., *Rafinesquina* sp., Strophomenaceae, Dalmanellacea, много остракод, членики криноидей. Наличие *Megalaspis* (?) дает возможность лишь условно эту (вторую) толщу известняков относить к среднему ордовику. Мощность около 15 м.

3. Серые известняки и доломитизированные известняки местами с табулятами и органическим детритом.

4. Темно-серые, тонкослоистые, плитчатые, местами криноидные известняки. В нижних слоях встречаются табуляты, ругозы, брахиоподы. В средней части слои, переполненные давленными Strophomenidae (*Rafinesquina* ?). В верхних частях *Palaeofavosites* sp., *Rhynchotrema* sp., *Leptaena* sp., *Orthoceras* sp. В самых верхних слоях найдены *Alveolites*, *Cystiphyllum* sp., фрагменты трилобитов, остатки брахиопод плохой сохранности. Местами в известняке множество члеников криноидей.

Общая мощность третьей и четвертой толщ (с учетом перерывов в обнажениях) около 60 м.

Известняки, которые могут быть отнесены к верхнему ордовику, встречены в двух небольших обнажениях к востоку от Енганэ-Пэ в Нияюской депрессии, отделяющей этот массив от массива Манита-Нырды. Интересно отметить, что эти известняки, с обильными остатками *Strophonema*, обнаруживают характерное «петельчатое» строение, типичное для ордовикских известняков качамыльской свиты лемвинского комплекса. От сходных с ними по текстуре петельчатых известняков силура ордовикские петельчатые известняки отличаются отсутствием стилиолин.

Лемвинский комплекс резко отличается в литологическом отношении от елецкого. Согласно данным К. П. Евсеева, В. В. Меннер, М. Е. Раабен и А. В. Хабакова между отложениями этих двух комплексов имеются постепенные фациальные переходы. Например, к востоку от Енганэ-Пэ уже в ордовике начинают среди карбонатных отложений появляться отдельные горизонты сланцев и песчаников, типичных для фаций лемвинского комплекса.

Силурийские отложения

Отложения силурийской системы имеют менее широкое распространение, чем отложения ордовика, особенно в лемвинской зоне. Силур представлен там сравнительно маломощными, вероятно, глубоководными фациями и мог быть частично размыт в течение девонского периода и начала карбона, когда в отдельные эпохи данный район был областью размыва.

Фациальные отличия карбонатного елецкого комплекса и лемвинского комплекса, сложенного глинистыми и кремнистыми сланцами с малым участием известняков, особенно четко выступают в силуре.

Силур елецкого комплекса развит по периферии массива Енганэ-Пэ на севере и в верховьях р. Лемвы — на юге. Силур лемвинского комплекса распространен в лемвинской фациальной зоне. Он представлен харотской свитой и прослеживается в фациях этой же свиты на север до побережья Карского моря.

В обеих зонах отложения ордовика и силура залегают совершенно согласно.

1. Северная оконечность массива Енганэ-Пэ. Силурийские отложения, выступающие по периферии массива Енганэ-Пэ, были изучены К. Г. Войновским-Кригер и В. В. Погоревичем.

Лландоверский ярус. Осадки, отнесенные к лландовери, представляют непосредственное продолжение слоев ордовика и литологически от них не отличимы. В области северной оконечности массива ими устанавливается следующий разрез в обнажениях ручья Кабын-Ерон-Тай и р. Ния-ю (снизу вверх):

1. В основании лландоверского яруса лежат толстослоистые, плотные, перематые темно-серые известняки с многочисленными колониями мелкоячеистых фавозитов. Среди них проходит слой, переполненный сильнодеформированными *Stricklandia* (форма, близкая к *S. lirata* S. w.). Встречены *Clathrodictyon* sp., *Stromatopora* sp. гастроподы и др. Мощность 12 м.

2. Слоистые темно-серые алевроито-глинистые сланцы и слегка глинистые расланцованные известняки, переходящие в известковые сланцы. В этой толще характерны белые жилки кальцита, имеющие вид шестоватых линзочек, расположенных субпараллельно. Жилки наблюдаются в более чистых разностях, а глинистые сланцы ими вовсе не пересекаются. Вверху породы более тонкослоистые и более чисто известковые. В известняках встречаются разрезы невыбываемых створок брахиопод. В верхних слоях находятся обильные вытянутые цилиндрические или слабоконические четковидные образования с толстыми перегородками. Предположительно это растянутые, выщелоченные раковины ортоцератитов. Мощность 120 м.

3. Темно-серые, до черных, слоистые доломитизированные известняки с прослоями и линзами черного кремня. В высыпках в области развития этого горизонта встречены более светлые голубовато-серые известняки с *Triplecia* (?) sp., *Clitambonites* (?) sp. и затем криноидные разности, переполненные очень крупными деформированными головными и хвостовыми щитами *Illaenus* sp. Есть и обломки ортоцератитов. Видимая мощность 32 м.

Далее следует перерыв, отвечающий мощности около 300 м.

Венлокский ярус. Плотные массивные сильнотрещиноватые, лишь местами слоистые мелкозернистые доломиты светло-серого цвета. В них много пустот с щетками кристаллов. Найдены остатки: *Stromatopora* sp., *Favosites* sp., *Alveolites* sp., *Cystiphyllum* sp., *Pholidophyllum* (?) sp., *Murchisonia* (?), обломки ортоцератитов и стеблей криноидей.

Мощность несколько сотен метров.

Лудловский ярус. Плотные массивные серовато-желтоватые доломиты, серые, слегка желтоватые доломитизированные известняки и серые до светло-серых кристаллические известняки. Встречаются пестрые (серые с желтым) скорлуповатые конгломератовидные и другие разности. Доломитизация вторичная. В доломитизированных известняках встречаются обломки криноидей, колониальных кораллов и радиально-лучистые ближе неопределимые организмы.

В серых известняках собрана богатая фауна кораллов, криноидей (с чашечками), брахиопод, гастропод.

Н. Н. Яковлевым описана морская лилия *Prohexacrinus arcticus* I a k. Она впервые встречена в силуре, до сих пор была известна лишь в девоне. Е. Д. Сошкиной определены: *Pycnostilus gulfensis* Whit., *Vacophyllum colligatum* Hall (?), *Kodonopyllum milneredwardsi* (D. yb.) Эта фауна кораллов указывает на венлок — лудлов.

А. Ф. Лесниковой и О. И. Никифоровой определены следующие виды брахиопод: *Brooksina* cf. *striata* Eichw., *Br*(?) *crassa* Khod.,

Pentamerus (?) *magnus* Khod., *Conchidim semireticulatus* Khod., *C. karpinski* Tschern., *C. triangulatum* Khod., *Lissocoelina pirum* Khod., *Gypidula* aff. *uralica* Khod., *Atrypa marginalis* Dalm., *Lis-satrypa linguata* Buch, *Spirifer* cf. *pentameriformis* Tschern., *Pleurotomaria* sp. и др. Комплекс брахиопод указывает на нижнюю часть лудлова (стриатовый горизонт Ходалевича).

Мощность отложений лудловского яруса от 500 до 1000 м.

2. Южная оконечность массива Енганэ-Пэ. Силурийские отложения выходят на обоих крыльях Енганэпэйской антиклинали на р. Лек-Ельце. Разделения на ярусы здесь еще нельзя провести, так как собранная фауна не обработана специалистами. Но предварительные определения и положение между явным ордовиком с *Clitambonites* и нижним девоном с *Karpinskya conjugula* позволяют говорить о силурийском возрасте выступающей здесь карбонатной толщи, которая достигает нескольких сотен метров мощности. Она слагается темно-серыми и черными известняками, доломитизированными известняками и доломитами с немногочисленными остатками рогоз, табулят, брахиопод и остракод.

У юго-западной оконечности массива Енганэ-Пэ темно-серые известняки и доломиты, отнесенные условно к карадоку, перекрываются более светлыми доломитами, вероятно, относящимися к силуру. В них встречаются только редкие раковины гастропод (*Pleurotomaria*, *Murchisonia*). Общая мощность 224 м.

Граница ордовика и силура может быть более уверенно проведена только на рч. Кабын-Ерон-Тай, а верхняя граница вряд ли может быть более точно намечена в северном районе развития елецкого комплекса, так как верхний силур и нижний девон представлены здесь сходными фациями (не содержащими фауны) доломитов. Палеонтологически охарактеризован только нижний лудлов. В связи с неясностью положения нижней и верхней границ мощность силура, принятая К. Г. Войновским-Кригер равной 1130 м, должна считаться условной для западного крыла антиклинали Енганэ-Пэ на р. Лек-Ельце.

3. Южная часть района (верховья р. Лемвы). Силурийские отложения южного района, выступающие на водоразделе рек Лемвы и Кожима, были изучены главным образом В. В. Меннером и М. Е. Раабен, но некоторые разрезы описаны К. Г. Войновским-Кригер и С. Н. Волковым.

На протяжении 200 км, от р. Лек-Ельца на севере до верховьев р. Лемвы на юге, вдоль горной полосы Урала распространены силурийские отложения лемвинского комплекса. Только в верховьях р. Лемвы (от устья Большой Надуты и выше) и в бассейне р. Большой Надуты снова выступают доломиты и известняки елецкого комплекса силура, отвечающие лландовери, венлоку и лудлову. Ввиду крайне слабой палеонтологической охарактеризованности возраст их в значительной степени определяется условно.

Достоверно определены лишь лландовери и частью лудлов. К лландовери, по данным С. Н. Волкова (Сирин и др., 1945б), здесь относится толща серых и темно-серых ленточнослоистых глинистых известняков с прослоями кремнисто-глинистых сланцев с табулятами, брахиоподами и трилобитами плохой сохранности. Мощность толщи превышает 100 м. В верхней части ее разреза встречены прослой известняков с банками *Pentamerus oblongus* Sow. (по определению А. Ф. Лесниковой). Нерасчлененные венлок и лудлов слагаются светлыми, голубовато-серыми массивными доломитами, местами с прослоями светлых и темных известняков. В светлых известняках одной из глыб найдены *Columnaria gothlandica* M. E d w. et H a i m e.

ЛЕМВИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Ордовикские отложения

К. Г. Войновский-Кригер выделяет в составе ордовика лемвинского комплекса наиболее древнюю филлитовую свиту, переходящую к востоку в харбейшорскую фацию, и более молодую качамыльскую свиту, замещающуюся, по К. П. Евсееву, тисваизской свитой. Характеристика отдельных свит дана на основании детальных описаний К. Г. Войновского-Кригер (1960) и дополнительных наблюдений К. П. Евсева.

1. Филлитовая (грубеинская) свита. Эта свита характеризуется очень пестрым литологическим составом, так что название ее условно. В сложении ее принимают участие два основных компонента: 1) зеленые и лиловые сланцы и 2) зеленые слоистые и массивные алевролиты, слагающие изредка большие площади (иногда они выделяются под названием харбейшорской фации). Местами эта фация занимает верхнюю часть разреза.

Зеленые и лиловые сланцы с подчиненными им алевролитами резко различаются по степени метаморфизации на западе (аргиллиты) и на востоке, где они переходят в плотные блестящие филлиты, прорезанные обильными кварцевыми и кварцево-эпидотовыми жилами. Местами они переходят здесь в метаморфизованные породы серии «зеленых сланцев». Зеленая и лиловая окраска сланцев и алевролитов становится более яркой по направлению к востоку. Эти две окраски чаще всего граничат друг с другом по слоям, но встречается и пятнистое их расположение. В верховьях р. Ельца к ним присоединяются стально-серые, темно-серые и серые сланцы, окрашенные распыленным углистым веществом.

Алевролиты образуют или тонкие прослойки (3—5 см) среди аргиллитов, или более мощные пакеты, слагающие целые группы обнажений. Зеленые алевролиты встречаются только вместе с филлитами.

Кроме того, в состав филлитовой свиты входят и другие породы.

Песчаники распространены только в бассейне р. Паги. В этом районе с ними часто ассоциируются мелкогалечные конгломераты.

В южной части района, начиная с бассейна р. Паги, до верховьев р. Лемвы часто встречаются туффитовые песчаники, приуроченные к восточному краю развития филлитовой свиты. Они образуют ряд переходов к метаморфическим сланцам порфирированной или очковой структуры и встречаются в виде прослоев среди нормальных алевролитов и сланцев. Их резкие переходы к сланцам указывают, вероятно, на внезапное появление вулканического пепла и внезапное прекращение его выпадения, по-видимому, из воздуха.

В восточной области распространения филлитовой свиты спорадически появляются конгломераты, особенно широко развитые в бассейне р. Паги. Обычно они образуют прослой среди песчаников. К. Г. Войновский-Кригер выделяет различные типы конгломератов по составу и размеру галек, по степени их окатанности, по характеру цемента и т. д. Цвет конгломератов чаще всего темно-лиловый, реже зеленовато-серый. Он обусловлен присутствием в цементе и гальках многочисленных обломков лиловых и зеленых филлитов из той же филлитовой свиты, так что эти конгломераты — внутриформационные.

На р. Грубе-ю в бассейне р. Лемвы среди сланцев встречены песчаники и известняки с фауной — мелкие ребристые брахиоподы *Orthis* (?) sp. indet. На р. Малой Надуте обнаружена фауна брахиопод в буровато-серых сланцах среди свиты зеленых и лиловых сланцев. Но вообще филлитовая свита очень бедна фауной.

По направлению к востоку в филлитовой свите наблюдаются некоторые закономерные изменения: быстро возрастает метаморфизм и, кроме того, толща обогащается изверженными породами. Они крайне неравномерно метаморфизованы. Наблюдаются постепенные переходы от зеленокаменных пород, полностью сохранивших внешний вид, текстуру и структуру изверженных и пирокластических образований, до зеленых сланцев, вполне их утративших. Породы частью интрузивные и субинтрузивные, образующие согласные залежи; некоторые из них жильные и имеют, возможно, более молодой возраст.

Особенно много изверженных пород среди филлитовой свиты в бассейне р. Паги. Здесь выделены две формации: кок-пельская диабазо-кварцево-кератофировая, развитая на востоке, и палеобазальтовая моллюдовожская, прослеживающаяся в виде более узкой полосы в западной части района. Начиная от бассейна р. Харуты и далее на юг до верховьев р. Лемвы в предгорьях, где развита кок-пельская формация, можно наблюдать многие десятки и даже сотни согласных залежей или покровов диабазов и габбро-диабазов, переслаивающихся со сланцами и алевролитами.

Харбейшорская фация филлитовой свиты развита к западу от полосы зеленых и лиловых филлитов. В предгорьях она отсутствует, а на юге занимает центральное положение среди филлитовой фации. Слагается тесно переслаивающимися зелеными алевролитами, алевролитовыми и глинисто-алевролитовыми сланцами и совершенно лишена прослоев лиловых филлитов. Пачки во много десятков метров представлены массивными и слоистыми алевролитами без участия филлитовых сланцев. Общая мощность толщи измеряется сотнями метров и, может быть, километрами.

В породах харбейшорской фации проявляются признаки метаморфизации: развитие плейчатости, появление эпидота, превращение в кварциты.

На первых стадиях превращения в обычные кварциты с крупными зернами кварца наблюдается только появление новообразований минералов: хлорита, серицита, плагиоклазов за счет глинистого цемента и эпидота при наличии известковистости. Появляется роговиковая структура. Алевриты переходят в кварцитовидные алевриты, затем в алевритовые кварциты, микрокварциты и, наконец, в крупнозернистые кварциты; особенно характерны для харбейшорской фации кварцитовидные алевриты. Во многих участках развиты одни только кварцитовидные алевролиты и алевролитовые кварциты, образующие весьма типичные для данной фации поля крупноглыбовых россыпей.

Подчиненная роль среди пород харбейшорской фации принадлежит известнякам, сходным по облику с некоторыми известняками качамыльской свиты. Своеобразную породу представляют «псевдоконгломераты», состоящие из довольно сильно смятого зеленого, темно-зеленого, реже темно-серого глинистого или углистого сланца, в который включены обильные линзочки и линзовидные прослой плотных алевролитов. К. Г. Войновский-Кригер считает эти породы псевдоконгломератами тектонического происхождения. Они встречаются не только в составе харбейшорской фации, но и в филлитовой и качамыльской свитах ордовика, в харотской свите готландия, в кечьпельской свите пермской системы.

Возраст филлитовой толщи и ее фациальных аналогов трудно определить из-за отсутствия фауны. Сугубо предположительно она относится к тремадоку, как самая древняя толща комплекса, считающегося ордовикским, причем в покрывающих филлитовую свиту слоев встречена фауна арениг-лландейля.

Положение нижней границы филлитовой свиты неясно в связи с отсутствием в лемвинской зоне характерной тельпосской свиты кварцитов и конгломератов. Неясен также характер контакта с доордовикскими породами, так что вполне обоснованного подтверждения тремадокского возраста дать нельзя.

К. П. Евсеев, занимавшийся в последние годы изучением стратиграфии палеозоя лемвинской зоны, предлагает из состава филлитовой свиты К. Г. Войновского-Кригер выделить воровожскую и грубеинскую свиты. К воровожской свите он относит полимиктовые конгломераты с подчиненными слюдистыми кварцево-серицитовыми кварцитами, кварцево-серицитовыми сланцами и порфироидами. По его данным, предполагается несогласное залегание воровожской свиты на кембрийских отложениях и согласное налегание на ней грубеинской свиты среднего и нижнего ордовика. Мощность воровожской свиты достигает 500 м.

К. Г. Войновский-Кригер ранее рассматривал воровожские конгломераты, как внутрiformационные конгломераты филлитовой свиты. К. П. Евсеев считает воровожскую свиту аналогом тельпосской свиты.

Грубеинская свита, по К. П. Евсееву, залегает предположительно согласно на конгломератах воровожской свиты, а в других случаях несогласно лежит на маньинской свите. В свою очередь на грубеинской свите, по-видимому, согласно залегают петельчатые известняки качамыльской свиты. Сложена грубеинская свита из зеленых и лиловых филлитов и серицито-глинистых и серицито-хлоритовых сланцев. Для грубеинской свиты К. Г. Войновский-Кригер и К. П. Евсеев выделяют, кроме того, харбейшорскую песчаниковую фацию и молюдовоожскую вулканогенную.

Пачешорская фация (ордовикские отложения р. Паги). На р. Паге развиты глауконитовые зеленые песчаники, значительно отличающиеся по фациальному характеру и заключенной в них фауне от прочих отложений ордовика лемвинской зоны.

Впервые эти песчаники были изучены В. А. Котовичем (1939). Собранная им фауна была определена А. Ф. Лесниковой и О. И. Никифоровой. Обнаруженные *Billingsella lemontovae* Lesn., *Finkelburgia* sp., *Siphonotreta* sp. позволили отнести эти отложения к тремадоку и сопоставить их с кидрясовской свитой Южного Урала.

В 1942 и 1944 гг. выходы ордовика на р. Паге были подробно исследованы и описаны К. Г. Войновским-Кригер и его сотрудником И. Н. Сулимовым. Глауконитовые песчаники с фауной ордовика выступают в двух обнажениях сложнодислоцированной толщи силурийских пород, среди которой только петельчатые известняки могут еще относиться к ордовику. Наблюдается постепенный переход от глауконитовых песчаников к петельчатым известнякам. В песчаниках заключены сильноизвестковистые, частью глинистые прослои с обильной фауной брахиопод. В одном из них встречены многочисленные обломки трилобитов, главным образом фрагменты головных щитков.

Среди брахиопод А. Н. Ивановым определены: *Porambonites tere-tior* Eichw. (кукерские слои Прибалтики), *Orthis fissicosta* Hall, *Eoorthis grandis* Harr., *Lingula brevis* Portlock, *Pallicina conoidea* Koken, *Orthis calligramma* Daln.

Трилобиты были определены К. И. Мягковой, которая указывает на их своеобразный облик. Из них определены: *Loganopeltis mirabilis* sp. nov., *Calymene polarica* sp. nov., *Ampyx* sp.

К. Г. Войновский-Кригер, учитывая все эти данные, отнес глауконитовые песчаники р. Паги к арениг-лландейлю. Расхождение в определении возраста, которое получилось в результате обработки фауны из

сборов В. А. Котовича, с одной стороны, и К. Г. Войновского-Кригера, с другой, выяснилось лишь в самое последнее время после повторных сборов ордовикской фауны по р. Паге, произведенных К. П. Евсеевым.

Из ордовикской фауны, собранной К. П. Евсеевым по р. Паге, О. Н. Андреева определила: *Apheoorthis vicina* Walcott., *Plectotrophia* (?) *alafa* Walcott., *Lermontella pagensis* Andr., *Niobe* sp., *Nealdanopsis sibiricus* Lesp., *Apatokephalus* (?) sp. и другие формы, указывающие на нижний ордовик.

К. П. Евсеев глауконитовые песчаники и алевролиты ордовика р. Паги выделил в пагатинскую свиту с мощностью до 100 м. Однако нижняя граница этой свиты не установлена. Пагатинская свита, по К. П. Евсееву, покрывается кибатинской свитой, которую он рассматривает как фациальный аналог качамыльской свиты.

2. Качамыльская свита. Эта свита получила свое название от возвышенности Кача-Мыльк, расположенной на берегу р. Хароты, притока р. Ельца, и сложенной породами этой свиты. Основными компонентами ее являются известковистые алевролиты, известняки и кварцитовидные песчаники. Находки фауны по рекам Хайме и Грубе-ю, о которых говорится ниже, позволяют установить арениг-лландейльский возраст качамыльской свиты. Стратиграфически она является верхним членом разреза ордовика лемвинской зоны, но нижние (?) ее горизонты частично синхроничны харбейшорской свите. Отложения, переходные по литологическому составу к харбейшорской фации, выделены как особая пачешорская фация, которая рассматривается К. Г. Войновским-Кригер в составе качамыльской свиты.

Количественно наиболее распространенными породами качамыльской свиты являются алевролиты, образующие постепенные переходы к песчаным известнякам. Выделяются два типа алевролитов: серые и зеленые.

Серые алевролиты характеризуются неправильно полосчатой текстурой, а иногда признаками сланцеватости или тонкой полосчатости. Они известковисты. Обычно дают россыпи крупных глыб.

Зеленые алевролиты сходны с алевролитами харбейшорской фации филлитовой свиты. От серых алевролитов, помимо цвета, отличаются более правильной слоистостью и равномерной зернистостью. Нередко известковисты.

Наиболее типичные породы качамыльской свиты представлены известняками. Особенно характерны «петельчатые известняки», подробно описанные К. Г. Войновским-Кригер в 1954 г. Их отличает своеобразная «переплетающаяся» текстура. Глинистый, кремнисто-глинистый или слюдисто-глинистый материал сосредоточен в тонких прослоечках, залегающих не горизонтально, а волнообразно изгибающихся и охватывающих со всех сторон линзочки светлого известняка. В результате на выветрелой или отшлифованной поверхности пластов кремнисто-глинистые прослои образуют своеобразный рисунок, в котором прослои и линзочки известняка окружены петлями глинистого материала.

В линзочках известняка нередко можно обнаружить следы фауны — разрезы тонких створок брахиопод, небольших раковин гастропод и ортоцератитов, членики криноидей. В более чистых прослоях петельчатого известняка толщиной 3—4 см встречены остатки брахиопод, трилобитов, крупные обломки рецептакулитов.

Петельчатые известняки того же типа встречаются и в силуре, но для них характерна фауна птеропод, преимущественно стилиолин.

В некоторых районах (реки Грубе-ю и Пага) встречены ордовикские петельчатые известняки особого типа: плотные голубые или зеле-

новатые на изломе от содержания тонко распыленного пирита. При выветривании ячейки известняка становятся бурыми и только в центре сохраняют голубое ядро. Желвачки известняка пересечены во всех направлениях нитевидными черными и серыми жилками, состоящими из кальцита со значительным содержанием битума.

Петельчатые известняки обычно образуют при выветривании большие плоские глыбы толщиной в несколько десятков сантиметров и размером в несколько квадратных метров. Чистые, лишенные кластического материала известняки встречены в более мощных пачках только по р. Хойле (притоке Верхней Лемвы) и в области нижнего течения р. Кечь-Пель. В остальных областях распространения качамыльской свиты они встречаются в виде прослоев среди пород других разностей.

Кварцитовидные песчаники встречены среди пород качамыльской свиты в бассейне рек Ельца и Кечь-Пель и в одном пункте бассейна р. Лемвы. Обычно они образуют прослои в несколько метров или десятков метров. Только на р. Кечь-Пель и в районе между притоком р. Хароты, ручьем Нижним, и притоком р. Ельца, ручьем Каменным, песчаники слагают, по-видимому, толщи более значительной мощности. Описаны песчаники различных типов, фациально переходящие друг в друга. При выветривании песчаники дают россыпи больших и малых острореберных глыб.

В составе качамыльской свиты встречаются, обычно в виде россыпей, глинистые сланцы, а в немногих местах углисто-глинистые сланцы и кремнистые сланцы. Но те и другие не характерны для ордовика лемвинского комплекса и, наоборот, весьма типичны для силура.

Описанные выше породы качамыльской свиты, по-видимому, многократно переслаиваются в разрезе. Кроме того, они сложно дислоцированы, а в обнажениях часто выступают в виде высыпок. Это не дает пока возможности построить стратиграфический разрез свиты.

Фауна была собрана в ряде пунктов в известняках качамыльской свиты С. Н. Волковым (Сирин и др., 1945б), К. Г. Войновским-Кригер (1943 г.) и К. П. Евсеевым (1959). Однако обычно фауна качамыльских известняков трудно определима из-за плохой сохранности. Только местами изредка встречаются мелкие створки брахиопод и трилобиты, которые могут быть определены до вида.

На р. Хайме в слоистых разностях известняка встречены трилобиты *Asaphus platyurus* Angelin, указывающие на низы лландейля. Кроме того, встречены брахиоподы *Clitambonites* sp., *Rafinesquina* sp., *Siphonotreta* sp., *Nicolella* sp., *Patella* sp. и др., определенные А. Ф. Лесниковой. На притоке р. Хаймы — р. Покойник-шор — найдены *Paurorthis parva* P and. В прослоях чистого известняка среди петельчатых известняков на р. Большой Грубе-ю собрана довольно обильная фауна брахиопод (*Platystrophia*, *Clitambonites*, *Orthidae*), гастропод, цефалопод (ортоцератитов) и трилобитов (*Asaphus* sp., *Megalaspis* cf. *akuticauda* Angelin — вид, характерный для аренига). В этих же известняках встречаются членики криноидей.

В известняках на р. Кечь-Пель собраны сифоны *Endoceras*, многочисленные обломки *Strophomena* и *Orthis* и членики криноидей. В петельчатых известняках, выступающих на ручье Каменном (или Петь-Вис-шор), встречены остатки крупных рецептакулитов, плеченогие, (*Orthidae*, *Strophomenidae*, *Dalmanella*), пелециподы (близкие к *Edmontia*, *Loxonema* sp.); фрагменты трилобитов (*Asaphus* sp.).

Эти фаунистические данные позволяют качамыльскую свиту отнести к среднему и верхнему ордовику.

Пачешорская фация качамыльской свиты получила свое название от ручья Паче-шор (Пачь-вож) — левого притока р. Парноки. Эта фация

характеризуется развитием зеленовато-серых, зеленых и серых алевролитов и глинистых сланцев со значительным участием известкового материала в виде линз, тонких прослоев, а иногда и самостоятельных пачек. Местами наблюдается переслаивание значительных пачек зеленых алевролитов, лишенных извести и известняков.

При уменьшении количества известкового материала породы переходят в харбейшорскую фацию, при уменьшении роли глинисто-алевролитового материала — в качамыльскую. Основными породами, характерными для пачешорской фацции, являются известковистые сланцы и алевролиты. Фауна обычно отсутствует. В редких случаях наблюдаются проблематичные мелкие округлые образования, приуроченные к более чистым прослоям известняков.

Имеющийся сейчас материал позволяет достоверно расчленить ордовик лемвинской зоны лишь на две свиты: грубеинскую (филлитовую) и качамыльскую, различая для них харбейшорскую (песчано-сланцевую), пачешорскую (карбонатную), молдвожскую (вулканогенную) фацции, взаимоотношения которых часто во многом остаются неясными.

Для более северных районов Полярного Урала, располагающихся между реками Ельцом и Щучьей, стратиграфия ордовика изучалась Г. П. Софроновым (1956), М. П. Пархановым (1956) и М. Е. Раабен (1956, 1959).

Для этих районов Урала Г. П. Софроновым была предложена схема стратиграфии древних свит осевой полосы Урала, где они были расчленены на две серии; верхняя из них, представленная двумя свитами (нижней кварцитово- и верхней известковой), была на основании фауны отнесена к ордовику и силуру.

М. П. Парханов для района Енганэ-Пэ выделил манитанырдскую свиту кварцитовидных песчаников и конгломератов, синхроничную тельпосской, несогласно залегающей на более древних породах.

М. Е. Раабен на период с 1949 по 1954 г. изучала здесь древние толщи, причем для ордовика Полярного Урала ею была предложена следующая схема стратиграфии:

1. Обеизская свита кварцитовидных песчаников и конгломератов с ангареллами плохой сохранности, залегающая несогласно на более древних породах.

2. Малопапудынская свита алевролитов, песчаников и основных эффузивов.

3. Хантейская свита известняков с *Dianulites aff. collifera* V a s s., *Monotrypa aff. jewensis* V a s s. и др.

Для Харамотолоуской депрессии М. Е. Раабен (1959) в ордовике выделяет: 1) филлитовую свиту нижнего ордовика с харбейской и качамыльской фациями; 2) харотскую свиту глинистых, кремнистых, углесто-глинистых сланцев с подчиненными прослоями известняков. Здесь обе эти свиты впервые были выделены и изучены К. Г. Войновским-Кригер (1956).

Согласно данным Ю. Б. Евдокимова, Ю. Е. Молдаванцева и Н. И. Поповича, а также заключению стратиграфической комиссии по древним толщам Полярного Урала, в составе: А. П. Белоусова, К. А. Львова, К. И. Прохоровой, И. Д. Соболева, Г. П. Софронова, В. Я. Устинова и А. В. Цимбалюк (1958), схемы стратиграфии древних толщ, разработанные для западного склона Урала М. Е. Раабен и др., дают не совсем правильную трактовку возраста для отдельных свит. Например, малопапудынская свита, которую М. Е. Раабен относит к нижнему и среднему ордовику, в действительности представляет собою аналог маньинской свиты более южных районов Урала.

Силурийские отложения

Харотская свита. Силурийские отложения лемвинского комплекса представлены харотской свитой, получившей свое название от р. Хароты, левого притока р. Ельца. К югу от бассейна р. Лемвы эта свита не распространяется, по направлению же к северу протягивается до берегов Карского моря и, по-видимому, развита на Пай-Хое.

В литологическом составе харотской свиты можно выделить три основных типа: глинистые сланцы, кремнистые сланцы и известняки. Пестрота ее строения обусловлена наличием разнообразных переходных разностей между ними и разными формами их переслаивания.

Возраст свиты определяется находками граптолитов, указывающих, что в состав ее входят весь силур от низов ляндоверского до нижнелудловского яруса включительно. Однако построить нормальную стратиграфическую колонку трудно в связи с недостаточной обнаженностью вообще и отсутствием непрерывных разрезов.

Мощность свиты, по-видимому, изменчива. На р. Хароте толща, включающая указанные три основных типа пород, палеонтологически охарактеризованных, достигает всего 230 м, тогда как в бассейне р. Ельца К. Г. Войновский-Кригер допускает для харотской свиты мощность до 1600 м.

Наиболее характерны для харотской свиты известняки, хотя количественно они и не преобладают.

Самая типичная фация — петельчатые известняки. Они близки к петельчатым известнякам качамыльской свиты ордовика, но отличаются от последних некоторыми литологическими особенностями, подробно описанными К. Г. Войновским-Кригер и, прежде всего, составом органических остатков. Для силурийских петельчатых известняков характерны птероподы, в частности обильные тентакулиты, особенно стилиолины. Встречаются и ортоцератиты. К. Г. Войновский-Кригер выделяет три основные разности петельчатых известняков: мелкопетельчатые, крупнопетельчатые и голубоватые или зеленоватые петельчатые известняки с тонко распыленным пиритом и нитевидными секущими жилками темного кальцита. В вертикальном разрезе петельчатые известняки проходят через всю харотскую свиту.

Очень характерны для данной свиты серые и светло-серые тонкослоистые известняки с тончайшими прослойками серого серицитизированного глинистого материала. Известняк всегда колется по этим серицитизированным поблескивающим поверхностям и производит в поле впечатление серого филлита. Эти породы местами тесно связаны с петельчатыми известняками и содержат те же птероподы, главным образом стилиолины. Встречаются и ортоцератиты.

В числе менее характерных разностей можно указать темно-серые и серые известняки с серо-голубой поверхностью выветривания, плотные, массивные, толсто- или среднеслоистые, иногда пересеченные жилами кальцита. Встречаются серые известняки крепкие, переходящие в черные и серые кремнистые породы с обильными линзовидными и округлыми включениями известняка. Описан и ряд других типов, встречающихся в виде маломощных прослоев в породах иного состава.

Доломиты в харотской свите не встречаются. Только в одном месте на р. Кось-вож был встречен темно-серый тонкозернистый окварцованный доломит.

Очень характерны для данной свиты кремнистые сланцы, среди которых можно выделить несколько разностей.

Наиболее распространены черные кремнистые сланцы, образующие пачки в несколько метров и даже десятков метров мощностью. Они

могут переходить в кремнисто-глинистые и кремнисто-углистые породы. Менее широко распространены серые и зеленые кремнистые сланцы, часто полосчатые. В них, как и в черных кремнистых сланцах, встречаются радиолярии, выполненные халцедоном, а на р. Харута в листоватых серых кремнистых сланцах встречены граптолиты. Кирпично-красные глинисто-кремнистые сланцы, иногда переходящие в зеленые, имеют ограниченное распространение. Встречаются пористые кремнистые сланцы темно-серые и черные с друзами мелких кристаллов кварца в порах, трещинах и линзовидных пустотах.

Очень широко распространены глинистые сланцы. Обычны зеленовато-серые филлитовидные сланцы и весьма характерны зеленые и лиловые филлитовые сланцы, ограниченные, однако, в своем распространении северной частью района. Сланцы обоих цветов всегда пере-слаиваются. В них часто можно обнаружить мелкие черные трубочки стилиолин. От сходных ордовикских сланцы харотской свиты отличаются: 1) тем, что не образуют мощных толщ, а встречаются в виде маломощных пачек среди других пород; 2) ясно выраженной листоватостью, что редко наблюдается среди пород ордовика; 3) более яркой окраской; 4) темно-зелеными примазками и прожилками, присутствующими как на зеленых, так и на лиловых сланцах; 5) присутствием стилиолин; 6) наличием секущих кварцево-кальцитовых жил, тогда как для ордовика характерны чисто кварцевые жилы.

Нередко встречаются черные и серые сланцы, причем в черных глинистых сланцах найдены граптолиты¹, а в одном обнажении на р. Колокольне в них обнаружены трубочки стилиолин. Стилиолины встречены и в стально-серых серебристых сланцах, распространенных в северной части района в области развития зеленых и лиловых сланцев. Имеются и некоторые другие разности.

Повсеместно распространены и весьма характерны для харотской свиты углисто-глинистые сланцы, черные, марающие, блестящие, иногда листоватые, часто в той или иной степени метаморфизованные. В них бывают видны многочисленные мелкие плоскости скольжения. Нередко они пронизаны обильными послойными и секущими кварцевыми жилками, которые гофрируются вместе с вмещающими их сланцами. Очень характерно присутствие на поверхностях выветривания железных корочек. В черных углисто-глинистых сланцах встречаются разнообразные конкреции. В более чистых глинистых правильно напластованных разностях встречаются граптолиты.

Алевриты и песчаники мало распространены и не характерны для харотской свиты.

В северной части района, в бассейне р. Ельца, в ряде обнажений харотской свиты встречены породы туфогенного и магматического происхождения, залегающие согласно с осадочными. По-видимому, значительная часть магматических пород — излившиеся. Среди них описаны порфириды, порфиристые туфы.

Многочисленные разрезы харотской свиты, детально описанные К. Г. Войновским-Кригер, свидетельствуют о быстрой и резкой смене пачек различного литологического состава, о наличии в пачках одной породы прослоев другой. Наряду с этим наблюдаются местами мощные пачки однородного состава, слагающиеся лиловыми и зелеными или серебристыми сланцами, углисто-глинистыми сланцами, черными кремнистыми сланцами, петельчатыми известняками, тонкослойными извест-

¹ См. описание разреза силура граптолитовой фации лемвинской зоны, составленного К. П. Евсеевым.

няками с серицито-глинистыми примазками, темными известняками с прослоями и линзами кремня.

Приуроченности тех или других литологических разностей к определенной части разреза обычно не отмечается. Общий облик харотской свиты на протяжении всего разреза остается, в общем, неизменным. Можно только отметить преобладание кремнисто-известковых пород и голубых пиритизированных петельчатых известняков в низах силура, а в верхах лландоверского яруса преимущественное развитие глинистых сланцев со стилиолинами и серых слоистых известняков с глинисто-серицитовыми примазками.

Сводный стратиграфический разрез харотской свиты для лемвинской зоны в целом пока еще трудно дать в связи с пестрой сменой пород и отсутствием четких маркирующих горизонтов. Кроме того, отложения этой свиты обычно интенсивно смяты или образуют сплошные толщи моноклинально залегающих пластов, представляющих чешуйчатые или изоклинальные серии. Находки фауны в отдельных районах приурочены обычно к какому-либо одному стратиграфическому горизонту, а остальная часть разреза палеонтологически не охарактеризована и, кроме того, отличается в литологическом отношении от пород соседних районов, с которыми могла бы быть сопоставлена по возрасту. Так, граптолитовые сланцы появляются в разрезе спорадически, в разных его частях, образуя как бы линзы и сменяясь по простиранию иными фациальными толщами значительно большей мощности. Точное положение силура лемвинского комплекса с подстилающими и покрывающими толщами не ясно, но не исключена возможность, что часть харотской свиты относится еще к верхам ордовика и с другой стороны включает предполагаемые низы девона.

Единственный разрез по р. Харуте, в котором встречено четыре горизонта граптолитовых сланцев, совершенно не соответствует по мощности разрезам харотской свиты других районов. Толща ордовика слагается здесь кремнистыми и глинистыми сланцами с горизонтами петельчатых известняков. Самые верхние слои стратиграфического разреза представлены петельчатыми известняками с обильными *Styliolina*, мелкими *Orthooceras* и члениками криноидей.

В разрезе известно до 20 пачек литологически различных пород общей мощностью более 200 м с прослоями сланцев с граптолитами от 18-й до 33-й зоны схемы Эллиса и Вуда, отвечающих лландовери, венлоку и нижнему лудлову.

Наиболее детальный разрез харотской свиты для южной части лемвинской зоны в настоящее время составлен К. П. Евсеевым (1959). В составе этой свиты он выделяет лландоверский, венлокский и нижне-лудловский ярусы.

Лландоверский ярус представлен в основном кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями петельчатых известняков. В черных кремнисто-глинистых сланцах встречаются граптолиты: *Rastrites* sp. (р. Большая Хойла), *Monograptus sedgwicki* Portlock., *Spirograptus proteus* Barr. (р. Пара), *Monograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Pristiograptus* sp. (р. Харута).

Мощность несколько десятков метров.

Венлокский ярус сложен черными кремнисто-глинистыми сланцами с линзами доломитов и прослоями плитчатых или петельчатых известняков с *Monoclimacis* aff. *griestoniensis* Nicol., *M. marri* Perner, *Spirograptus turriculatus* Barr., *Cyrtograptus* sp. (р. Пара), *Monograptus marri* Perner, *Oktovites spiralis* Geinitz, *Cyrtograptus* sp. (ручей Молюд-вож); *Monograptus* sp., *Streptograptus exiguus* Nich.

Str. aff. runcinatus L a r w. (руч. Колокольный). Мощность несколько десятков метров.

Нижний лудлов представлен черными кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами и плитчатыми и петельчатыми известняками с *Pristiograptus guertrudae* К о р е н., *Pr. ludlowensis* В у с е к., *Monograptus crinitus* W o o d., *M. bohemicus* В а г г., *M. colenus* В а г г.

Фауна граптолитов лемвинского комплекса из коллекций К. П. Евсеева определялась А. М. Обут и Т. Н. Корень. Мощность свиты, по данным К. П. Евсеева, более 230 м.

По данным К. П. Евсеева, охарактеризованные граптолитами верхнелудловские отложения в бассейне р. Лемвы не установлены (Богрецова и др., 1958).

Сравнительно малая мощность этой толщи указывает, по-видимому, на отложение здесь граптолитовых сланцев в глубоководной области морского дна.

Наиболее древний горизонт с граптолитами, известный на р. Харуте, по К. Г. Войновскому-Кригер, представлен кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с *Climacograptus scularis* Hising., *Cliptograptus tamariscus* N i c h., *Rastrites longispinus* R e g n. и др. По указанию А. М. Обути, этот горизонт имеет верхнелландоверский возраст и отвечает зонам 20, 19 и 18 схемы Эллиса и Вуда. Слои, подстилающие его, достигают значительной мощности (более 100 м). Этот горизонт К. Г. Войновский-Кригер считает возможным условно отнести к низам лландоверского яруса. Однако значительная мощность позволяет предполагать, что они охватывают, возможно, и верхи карадока. Подобные слои встречаются на Кок-Пеле в районе Самсоновых гор. Там они сопровождаются серыми кремнистыми сланцами, зелеными и темно-серыми алевролитами, столь нехарактерными для харотской свиты, но распространенными в ордовике. Это подтверждает правильность отнесения данной толщи к самому основанию силура и частью (предположительно) к верхам ордовика. К. Г. Войновский-Кригер приводит описание многочисленных других разрезов, в которых можно наблюдать непрерывный переход лландоверских слоев в подстилающие породы ордовика. Но в этой переходной зоне развиты в основном немые толщи, и положение границы приходится принимать условно.

В лемнинской зоне достоверно не установлены и самые верхи готландия, охарактеризованные палеонтологически. Почти во всей области развития лемвинского комплекса, кроме самого северного участка, отсутствует и заведомый девон, а отложения карбона залегают на более древних породах трансгрессивно. Поэтому трудно выделить в составе харотской свиты самые верхние горизонты лудловского яруса на основании их контакта с более молодыми отложениями. Только в бассейне р. Ельца харотская свита на большом протяжении граничит с девонской лекелецкой свитой. Переход между ними постепенный. Для верхних горизонтов готландия характерно здесь присутствие петельчатых известняков со стилиолинами, глинистых сланцев со стилиолинами и больших пачек серых тонкослоистых известняков с глинисто-серицитовыми примазками. Лекелецкая свита состоит из глинистых сланцев, отлагавшихся в той же фациальной обстановке, как и осадки харотской свиты. Учитывая это, К. Г. Войновский-Кригер не исключает возможности относить к силуру низы лекелецкой свиты.

Несмотря на общую выдержанность литологического характера харотской свиты, могут быть отмечены некоторые фациальные изменения ее с запада на восток и с севера на юг. К востоку уменьшается роль известняков, при выпадении которых харотская свита теряет свой

характерный облик и становится очень сходной с пагинской и ворга-шорской свитами. Здесь же отмечаются и редкие случаи присутствия алевролитов в харотской свите. Фациальные изменения при движении с запада на восток указывают, по мнению К. Г. Войновского-Кригер, что в силуре, как и в ордовике, на востоке находилась область размыва.

При движении с севера на юг уменьшается разнообразие фациальных типов пород, выпадает ряд характерных разностей известняков, некоторые типы сланцев, а также изверженные породы и их туфы. С другой стороны, на севере выпадают кремнисто-известковые породы, известняки с обильными ортоцератитами и черные углисто-известковые сланцы с крупными известковыми конкрециями.

К. Г. Войновский-Кригер допускает, что эти отличия литологического характера свиты на севере и юге обусловлены неполнотой южного разреза, где отсутствует большая часть лудловского яруса, подвергшегося размыву. Это предположение подтверждается развитием на севере лекелецкой свиты девона и отсутствием девонских отложений на юге.

Возможно, что к силуру относится нижняя часть своеобразных по фациальному типу отложений, развитых в нижнем течении ручья Ворга-шор, притока р. Ельца. Они обнажаются по правому притоку Ворга-шор, ручью Трилобитовому, и подробно описаны К. Г. Войновским-Кригер, который выделяет в них несколько различных толщ. Они представлены кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами различных цветов, черными и желто-серыми аргиллитами с прослоями хлоритовых пород, представляющих сильноизмененные туфы или туффиты. Туффиты встречаются и в одной из толщ глинистых сланцев. Фауна, обнаруженная в этих отложениях, представлена *Tentaculites*, *Styliolina* и остатками трилобитов; *Phacops secundus* var. *communis* Вагг., *Cheirurus* ex gr. *sternbergi* Вагг. и др. Вопрос о возрасте этой толщи нельзя считать решенным. В пользу силура могло бы говорить обилие птеропод, характерных для харотской свиты; но птероподы бывают обильно представлены и в девоне. Отложений, подобных свите ручья Трилобитового, нигде больше не было встречено.

5. СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Ордовикские и силурийские отложения в северной части Полярного Урала впервые были выделены А. В. Хабаковым (1945). В хлорито-серицитовых сланцах района Константинова Камня им были встречены протоортиды из рода *Billingsella*, по определениям А. Ф. Лесниковой близкие к известным из тремадокских песчаников с. Кидрясовки на Южном Урале. Это позволило А. В. Хабакову предположить, что серицито-хлоритовые сланцы района р. Осоева отвечают по стратиграфическому своему положению хьдейской свите К. А. Львова.

А. В. Хабаков (1945) для участка между Константиновым Камнем и Байдарацкой губой выделил верхнесилурийскую известково-кремнисто-сланцевую толщу с *Cardiola subinterrupta* Вагг. и эффузивно-туфовую толщу. Значительные дополнения в разрезы ордовика и силура северной части Полярного Урала внесли работы Б. Я. Осадчева (1951б), А. М. Ивановой (А. М. Иванова и др., 1957) и др.

Ордовикские отложения

Б. Я. Осадчев выделил для ордовика бассейна рек Нямы, Лядгея и Большого Хуута четыре палеонтологически охарактеризованные толщи ордовикских отложений: минисейскую свиту кварцито-песчани-

ков нижнего ордовика; сянгурскую свиту известняков с фауной трилобитов тремадока; «сложную свиту» сланцев, известняков и эффузивов с *Lichenaria*, *Lamottia* и *Billingsella* (?), которые Б. Я. Осадчев отнес к нерасчлененным нижнему и среднему ордовика; осовейскую известково-сланцевую свиту с *Columnaria* ex gr. *alveolites* Goldf.

В дальнейшем исследовании А. М. Ивановой, Д. Г. Белякова и Ю. С. Бушканец внесли некоторые дополнения в схему разреза ордовика северной части Полярного Урала, составленную А. В. Хабаковым и Б. Я. Осадчевым (А. М. Иванова и др., 1957).

В настоящее время на основании данных А. В. Хабакова, Б. Я. Осадчева и А. М. Ивановой, Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец для северной части Полярного Урала составлен следующий разрез ордовика.

Разрез начинается минисейской свитой кварцито-песчаников лиловой, розовой, красно-серой, зеленой и реже светло-серой окраски с прослоями зеленых сланцев и кварцевых конгломератов. В основании свиты местами развит горизонт базальных полимиктовых конгломератов, с галькой интрузивных и эффузивных пород, и черных кремнистых сланцев доордовиковского возраста. Мощность до 500 м. По данным Б. Я. Осадчева, в этой свите были встречены брахиоподы, среди которых Андреева определила *Billingsella* cf. *lermontovae* Lesn. Однако по указанию А. М. Ивановой (1958а) и К. А. Львова *Billingsella* найдены в толще, слагающей основание минисейской свиты, которая, возможно, отвечает уже верхнему кембрию. В целом же минисейская свита может быть сопоставлена с тельпосской свитой (обензской, манитаньрдской) более южных районов Урала; она относится к нижнему отделу ордовика¹.

Сянгурская и «сложная» свиты представлены полимиктовыми песчаниками, гравелитами, кварцево-хлорито-серицитовыми, серицито-хлорито-известковистыми сланцами, с прослоями известняков с *Lichenaria prisca* Okul., *Lamottia* sp., *Asaphus* sp., *Niobe* sp., *Apatokephalus* sp., *Dianulites petropolitanus* Dyb., *Monotrypa* cf. *magna* Ulrich. и др. Мощность до 700 м.

Указание Б. Я. Осадчего о совместном нахождении в «сложной» свите представителей как *Lichenaria* и *Lamottia*, так и *Billingsella* (близкие к *B. lermontovi*) требует проверки. В случае подтверждения данных Б. Я. Осадчева необходимо пересмотреть принятые в настоящее время границы вертикального распространения этих форм.

Сянгурская и «сложная» свиты на основании встречающейся фауны скорее всего отвечают среднему отделу и верхам нижнего отдела ордовика.

Осовейская свита в районе р. Осовея представлена лиловыми, розовыми, зелеными филлитовидными, черными углисто-кремнистыми, углисто-известковистыми сланцами, черными и серыми фтанитами и известнякам с мшанками, кораллами и табулятами плохой сохранности. По Б. С. Соколову, табуляты хотя и неопределимы до рода, но имеют верхнеордовиковский облик. Из кораллов определены: *Columnaria* ex gr. *alveolites* Goldf. Мощность свиты не менее 600 м.

По данным А. М. Ивановой, на западном склоне Полярного Урала, в районе рек Нярма-яха, Большого и Малого Лядгея, осовейская свита замещается толщей из черных и бурых кремнистых сланцев с прослоями известняков и кварцитов. Эта толща здесь выделяется как нярминская свита мощностью до 1000 м.

¹ По указанию О. Н. Андреевой в районе р. Ою-яха формы, ранее определенные как *Billingsella*, не типичны и принадлежат к другому роду, который не может рассматриваться как характерный для кембрия.

А. М. Иванова для северных районов западного склона Полярного Урала выделяет оченырдскую вулканогенную свиту, сложенную основными и кислыми эффузивами, их туфами, туфоконгломератами с прослоями кварцитов, песчаников, кремнисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев. Эту свиту она рассматривает как фациальное замещение сянгурской свиты. Однако данные К. А. Львова, Н. И. Поповича, К. И. Прохоровой, В. И. Устинова, И. Д. Соболева и др. показали, что вулканогенные толщи западного склона Полярного Урала, выделенные А. М. Ивановой в оченырдскую свиту, представляют собой аналоги маньинской свиты кембрия более южных районов Урала.

Силурийские отложения

Силурийские отложения представлены чередованием темных ордовикских известняков с более светлыми тонкозернистыми сахаровидными известняками. В верхней части осевойской толщи западного склона Полярного Урала наблюдается чередование темных ордовикских известняков с более светлыми тонкозернистыми сахаровидными известняками. В этих отложениях прослеживается постепенный переход в верхнесилурийские известняки.

Эта мощная толща карбонатных пород может быть выделена в лядгейскую фацию верхнего силура. Она неотделима от нижнего девона и обнажается в среднем и нижнем течении рек Большого и Малого Лядгея и Оче-Ты-вис, окаймляя с запада область развития верхнего ордовика.

Нижние горизонты толщи силура—девона представлены здесь светло-серыми полосчатыми мраморовидными известняками с прослоями свежлых рыхлых доломитизированных известняков. В более высоких горизонтах толщи наблюдается смена рыхлых известняков плотными серыми известняками и розовыми, желтыми мраморизованными известняками и мраморами, часто прорезанными жилками белого и розового кальцита.

Близ устья р. Лядгея в верхних горизонтах этой толщи в брекчиевидных известняках собрана фауна *Brooksina striata* Eichw., *Pentamerus magnus* Kh o.d., *Lissatrypa linguata* Buch, *Rhynchospirina* aff. *incanderica* Nikif., *Leperditia* ex gr. *barbotana* Schm. и др.

Силурийские известняки постепенно переходят в вышележащие толщи, условно относимые к нижнему девону на основании отсутствия всяких следов перерыва. Выделить в бассейне Лядгея палеонтологически охарактеризованные ярусы силура, а также разграничить здесь девон от силура пока не удается. Общая мощность нерасчлененных пород силура — нижнего девона достигает до 1000 м.

По мнению некоторых исследователей (В. А. Дедеева, А. К. Крыловой и др.), здесь верхние горизонты толщи силура—девона сложены герцинского типа рифовыми известняками, аналогичными известнякам Урала, где среди них встречается характерная фауна герцинского типа с *Karpinskia conjugula* Tschepn. и др.

Южнее, в бассейне верховьев р. Кары, на западном склоне Урала получают развитие карбонатно-сланцевые толщи силура, аналогичные известным на Пай-Хое и в бассейне р. Лемвы. Здесь к силуру относятся черные углисто-глинистые сланцы с прослоями известняков с *Retiolites geinitzianus* Barr., *Spyrograptus spirialis* Gein., *Cyrtograptus murchisoni* Carr., *C. hematum* Beily, *Monograptus dubius* Suss., *M. priodon* Bronn. и другими формами, указывающими на венлокский ярус.

В северных предгорьях Полярного Урала в районе р. Осовея, по данным А. В. Хабакова (1945), к силуру относится толща известково-кремнисто-сланцевых и эффузивно-туфовых пород. Эта толща получает развитие на ограниченном участке между Константиновым Камнем и берегом Байдарацкой губы.

А. В. Хабаков для нее приводит следующий разрез (снизу вверх):

1. В основании лежат кремнистые сланцы р. Хэу-Кур-яхи и среднего течения р. Осовея. Сланцы светло-серого, буровато-черного и черно-серого цвета, местами железистые, яшмовидные, то плитчатые и тонкослоистые, голубовато-сизо-серого и пепельно-серого цвета, иногда черные, битуминозные. Некоторые кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы содержат туфогенный материал. Мощность около 100 м.

2. Кремнисто-глинистые и известково-глинисто-серицитовые сланцы р. Осовея, чередующиеся со светло-серыми крупнозернистыми известняками с *Cardiola subinterrupta* Вагг. и ортоцератитами и синевато-серыми известняками с тентакулитами. Мощность до 75 м.

6. ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА

В литературе существует указание на развитие ордовика на р. Адзьве. Ф. Н. Чернышев в 1903 г., согласно данным А. В. Журавского и Н. А. Кулика, отметил выход ордовикских зеленоватых известковистых песчаников на р. Адзьве близ устья ее правого притока Матын-Море-ю-шор. В доставленных А. В. Журавским и Н. А. Куликом образцах песчаника оказались *Leptaena trama* Keys., *Paurorthis parva* P a n d.

Характер фауны и фациальный характер пород напоминают известковистые песчаники р. Уньи.

Однако В. В. Коперина (1933), работавшая в этом районе, не встретила указанных А. В. Журавским, Н. А. Куликом и Ф. Н. Чернышевым выходов ордовика и вообще нигде по течению р. Адзьвы не видела ордовикских отложений в коренном залегании. Поэтому возможно, что находки А. В. Журавского и Н. А. Кулика были сделаны в крупном валуне (?).

Силурийские отложения развиты вдоль восточной окраины гряды Чернышева, обрезанной здесь сбросом большой амплитуды. Они вскрыты в разрезах рек, пересекающих эту гряду: Большой Сыни, ее притока Вой-вож, Лек-Роговой, Адзьвы с ее левыми притоками Иджид-Надейтой, Из-Руз-шор, Пымва-шор, Харутой и Фома-ю.

Наиболее полный разрез силурийских отложений можно наблюдать на юго-восточной окраине гряды Чернышева в верхнем течении р. Большой Сыни между верхними и нижними «Воротами». Силур впервые был обнаружен здесь А. А. Черновым. Краткие сведения о нем сообщает Е. В. Войнова (1936). Позднее он был описан Г. А. Черновым (1944а), который установил здесь развитие венлокского и лудловского ярусов. Интересные данные о силуре бассейна р. Большой Сыни приводит А. И. Першина (1957а), впервые выделившая здесь лландоверский ярус силура. Силурийские отложения по р. Пымва-шор, Лек-Роговой и Вой-вож были изучены А. А. и Г. А. Черновыми.

В 1952 г. Г. А. Чернов детально исследовал северную оконечность гряды Чернышева, где он установил развитие силурийских отложений с богатой фауной табулят, строматопор, брахиопод и др. Они выступают в обнажениях рек Из-Рузь-шор и Пымва-шор. Здесь развиты все три отдела верхнего силура.

Наиболее полный разрез установлен по р. Пымва-шор.

Лландоверский ярус. Разрез начинается со средней части лландоверского яруса, которая слагается тонкослоистыми коричневыми, местами битуминозными известняками, доломитизированными извест-

няками и доломитами мощностью до 60 м. В них собрана фауна строматопор и табулят, из которых определены: *Favosites gothlandicus* Lam., *F. forbesi* var. *tuvaensis* Sok., *F. discoidea* Fos. (var. nov. Sok.), *Mesofavosites fleximurinus* var. *multitabulata* Sok., *Multisolenia tortuosa* Frit z., *Clathrodictyon* cf. *cystosum* Rom.

Верхняя часть лландоверского яруса представлена тонкослоистыми и толстослоистыми серыми и темно-серыми известняками мощностью до 80 м. В них собрана следующая фауна: *Favosites gothlandicus* Lam., *Clathrodictyon* ex gr. *regulare* Ros., *Clathrodictyon* ex gr. *vesiculosum* Nich. et Mur., *Stromatopora* ex gr. *typica* Ros., *S. discoidea* (Lam.), *Armenoceras* sp.

Венлокский ярус. Представлен в нижней части мелкозернистыми серыми и темно-серыми тонко- и толстослоистыми известняками с остатками табулят и строматопор, издающими при ударе запах H_2S . Мощность толщи до 300 м. Определить удалось не много форм: *Favosites* cf. *terrae-novae* Tchern., *Mesofavosites obliquus* Sok., *Actinostroma* sp., *Cavellina* sp., *Paraschidrella* sp.

Верх венлокского яруса выступают также и на Из-Рузь-шоре. Они представлены серыми и коричневыми известняками, частично глинистыми и доломитизированными. На поверхности их выступают изгибающиеся выпуклые тяжи, сходные с перекристаллизованными амфипорами «червячкового горизонта». Мощность толщи до 150 м. Из этих слоев определены: *Favosites gothlandicus* Lam., *F. gothlandicus* var. *taimyrica* Tchern., *F. gothlandicus* var. *basaltica* Goldf., *E. forbesi* M. Edw. et Haime, *F. forbesi* var. *taskanensis* Tchern., *E. hisingeri* M. Edw. et Haime, *F. hisingeri* var. *minimus* Rukhin., *F. hisingeri* var. *regularis* Rukhin., *F. privatus* Sok., *F. magnus* Hill., *F. jungites* Sok., *F. discoidea* Ros., *Mesofavosites* sp., *F. hyperboreus* Tchern., *Syringopora* cf. *adzvaensis* Tchern., *S.* cf. *fascicularis* Linne., *Actinostroma intertextum* Nich., *Actinostroma* sp., *Clathrodictyon savaliense* Riab., *Orthoceras* sp., *Spiropbis* sp., *Protathyris didyma* Dalm.

Лудловский ярус. Мощность лудловского яруса всего около 50 м. Слагающие его породы выступают как на Из-Рузь-шоре, так и на Пыва-шоре. Они представлены тонкослоистыми желтыми кремневыми доломитами и светло-коричневыми известняками с большим количеством характерных для гребенского горизонта брахиопод — *Protathyris didyma* Dalm., *Lissatrypa scheii* Holt., *Syringopora* sp. Существенные дополнения к материалу, собранному Г. А. Черновым, дали исследования, проведенные А. И. Першиной в 1955, 1957 и 1958 гг. в области гряды Чернышева. Она составила разрез силурийских отложений для бассейна рек Большой Сыни и Вангыра в южной части гряды, для области Воргинской мульды в ее северной части для района хребта Адак. При составлении разрезов А. И. Першина следовала унифицированной схеме, предложенной в 1956 г. на Свердловском совещании. Она делит силурийскую систему на нижний и верхний отделы. Нижний слагается из лландоверского и венлокского ярусов, верхний делится на нижнелудловский и верхнелудловский ярусы. Ярусы делятся на горизонты.

Затем А. А. Черновым были изучены силурийские отложения в бассейнах рек Лек-Роговой и Адзвы.

На р. Вой-вож, правом притоке р. Лек-Роговой, А. А. Чернов обнаружил выходы светлых силурийских известняков. Они образуют здесь восточный край гряды Чернышева, обрезанный сбросом, являющимся продолжением сброса у с. Адака на р. Усе. Силурийский возраст толщи предположительно устанавливается А. А. Черновым на основании находок фауны мелких брахиопод, пока еще не описанных.

На р. Иджид-Надейте, притоке р. Адзвы, верхний силур представлен серыми и желтыми плотными кристаллическими, слегка окремневшими, известняками с прослоями темно-серого битуминозного известняка, частью крупнокристаллического сложения, частью окремневшего. В кремнистом прослое встречены брахиоподы: *Protathyris (Whitfieldella) didyma* Dalm., *Spirifer (Delthyris) elevatus* Dalm., указывающие на верхнесилурийский возраст этих пород. Видимая мощность известняков 28 м. Подстилающие их слои не выступают. Перерыв, соответствующий толще мощностью 210 м, отделяет их от выходов светло-серых и желтоватых крупнокристаллических немых известняков мощностью 85 м. Они непосредственно покрываются верхнедевонскими известняками с *Hypothyridina cuboides* Sow.

Для бассейна р. Большой Сыни наиболее полные стратиграфические разрезы составлены А. И. Першиной, где она выделяет лландоверский, венлокский и ниже- и верхнелудловский ярусы. Ниже приводится разрез силура для бассейна р. Большой Сыни по А. И. Першиной. Для гряды Чернышева это основная область развития силура.

Лландоверский ярус. Лландоверский ярус слагается в основном известняками и доломитами, наиболее полно представлен в районе Адака, в средней части гряды Чернышева, где в толщах доломитов и известняков неоднократно появляются известковые или доломитовые брекчии и прослои конгломератов с *Halysites pseudoortopteroides* Tchern., *Palaeohalysites gothlandicus* Jabe. Мощность несколько десятков метров.

Для бассейна рек Сыни и Вангыра в лландоверском ярусе для нижнего косьвинского горизонта указываются только амфипоры без видовых определений, а для верхнего адакского, кроме амфипор, указываются гализиты, тоже не определенные до вида.

В районе горы Адак для косьвинского горизонта указываются амфипоры и кораллы ругоза: *Streptelasma wittardi* Smith., *Columnaria* sp., *Lindstromia* sp. и др. В адакском горизонте встречаются *Virgiana barrandei* Bill., *Barrandella bosciensis* (Jeich.), *Pentamerus oblongus* Sow., *Leptaena rhomboidalis* Wilck. Мощность несколько десятков метров.

Венлокский ярус. В бассейне р. Большой Сыни сложен главным образом брекчированными доломитами, в которых указываются характерные для основания этого яруса *Favosites gothlandicus* var. *taiyrica* Tchern., *Rhynchotretra cuneata* Dalm., *Atrypa* aff. *analoga* Wen.

В самой верхней части, сложенной тонкослоистыми доломитами, встречаются водоросли и остракоды.

В районе Адака венлокский ярус сложен довольно однообразной толщиной доломитов, которые А. И. Першина считает вторичными. В верхней части массивные пласты доломита чередуются с пачками тонкослоистых. В нижней толще массивных доломитов указаны: *Favosites* ex gr. *gothlandicus* Lam., *Halysites simplex* Lambé, *Camartoechia* ex gr. *ramosa* Andr. В верхних слоистых породах встречаются водоросли, ходы червей, остракоды.

В районе Воргинской мульды венлокский ярус сложен доломитизированными известняками и чистыми известняками с горизонтами известняковых конгломератов. Он охарактеризован здесь почти исключительно табулятами: *Favosites gothlandicus* Lam., *F. gothlandicus* var. *taiyrica* Tchern., *F. forbesi* M. Edw. et Haime., *Delthyris* sp. Кроме того, для венлокского яруса Большой Сыни Г. А. Чернов приводит следующую фауну: *Favosites aspera* d'Orb. var. *simplex* Tchern., *Pachypora polymorpha* Goldf., *Tryplasma primum* Hall.

По данным Г. А. Чернова, мощность венлокского яруса по р. Большой Сыне не менее 300 м.

Нижнелудловский ярус. В бассейне р. Большой Сыни он представлен глинистыми известняками с *Conchidium* cf. *triangulosi* K h o d., *Murchisoniana demidoffi* V e r n., *Heliolites decipiens* M' C o y. В более высоких слоях встречаются *Protathyris praecursor* K o z l., *Spirifer (Delthyris) magnus* K o z l. В верхней половине яруса, сложенной слоистыми доломитами, переслаивающимися с мергелями, указываются: *Conchidium* sp. и *Lissatrypa linguata* B u c h. Эти слои переходят в гребенский горизонт.

В районе Адака нижнелудловский ярус, по данным А. И. Першиной, делится на три различные по литологическому составу и по фауне толщи. Нижняя толща слагается глинистыми известняками и мергелями с *Conchidium pseudoknigti* T s c h e r n., *Conchidium* cf. *triangulum* K h o d., *Favosites fuingites* S o k. Средняя толща представлена доломитами с желваками кремней, переслаивающимися с известняками. В них встречаются *Conchidium vogulicum* V e r n. и *Protathyris didyma* D a l m. Верхняя толща слагается своеобразными доломитами с «червячковой» структурой, напоминающей структуру амфипорового горизонта, залегающего на границе ордовика и силура. В этой толще указываются только остракоды и водоросли.

В северной части гряды Чернышева в основании нижнелудловского яруса залегают известняки и доломиты с *Conchidium pseudoknigti* T s c h e r n. и *Atrypa reticularis* L.

В верхней части этой толщи отмечается горизонт известнякового конгломерата, выше которого залегают толща известняков и частью доломитов, сходных с верхней толщей нижнего лудлова в районе горы Адак по многочисленным горизонтам червячковых известняков. В северной части гряды Чернышева эта толща богаче фауной, чем в разрезе района Адак. Здесь в ней указываются: *Syringopora fascicularis* L., *Favosites pseudoforbesi* S o k., *Protathyris didyma* D a l m.

Верхнелудловский ярус. В верхнелудловском ярусе А. И. Першина различает два горизонта: нижний гребенский и верхний, названный ею в Среднепечорском районе овинпармским.

Гребенский горизонт во всех разрезах представлен в основном известняками, частью глинистыми, переслаивающимися с доломитами. В бассейне р. Большой Сыни в этих отложениях встречаются: *Lissatrypa phoca* (S a l t.), *L. scheii* H o l t., *Spirifer parvulus* T s c h e r n., *Schelwiebella* cf. *pecten* L., *Mutationella* cf. *podolica* (K o z l.). В Адакском районе в слоях известняка гребенского горизонта над толщей червячковых известняков с остракодами собраны: *Lissatrypa linguata* B u c h, *L. phoca* (S a l t.), *L. prunus* H i s., *Spirifer parvulus* T s c h e r n., *Sp. laeviplicatus* K o z l., *Favosites fungites* S o k.

В районе Воргинской мульды в известняках и доломитах гребенского горизонта указываются: *Lissatrypa scheii* H o l t., *L. linguata* B u c h, *Spirifer pseudogibbosus* N i k., *Nucleospira robusta* K o z l., *Favosites subgothlandicus* S o k.

Комплекс карбонатных пород с характерными формами гребенского горизонта покрывается отложениями иного типа с обильным содержанием остракод, выделенными А. И. Першиной под названием овинпармского горизонта.

В бассейне р. Большой Сыни эти отложения представлены известняковыми брекчиями с остракодами и известковыми водорослями. Они покрываются песчаниками (с остатками рыб и растений), которые относят к девону.

В районе Адака на отложениях с фауной гребенского горизонта залегают известняки и доломиты с *Leperditia* sp. и *Kiaeria kuliki* Gleb.

Г. А. Чернов нерасчлененный лудлов р. Большой Сыни характеризует следующей фауной: *Favosites fidelis* Baгг., *F. aspera* d'Oгb., *F. hemisphaericus* Wod. et Schum., *Syringopora ferganensis* Tom., *Halysites simplex* Lambе, *Pachypora polymorpha* Goldf., *Columnaria rugosa* Bill. и др. (определения Б. С. Соколова и Е. Д. Сошкиной). Мощность нерасчлененного лудлова по р. Большой Сыни, согласно данным Г. А. Чернова, достигает 400 м. По р. Большой Сыне на лудлов с размывом ложатся глинистые известняки низов франского яруса с *Uchtospirifer murchisonianus* Verп.

В доломитах овинпармского горизонта северной части гряды Чернышева также указываются остракоды и *Delthyris* sp. Этот горизонт тоже покрывается слоями с *Uchtospirifer murchisonianus* Verп. М. М. Ермолаев считает, что, несмотря на резкое отличие фауны овинпармского горизонта от фауны подстилающих его слоев, правильно было бы объединить его под общим названием с гребенским горизонтом. Он указывает, что фауна, собранная в свое время на мысе Гребень, и фауна соответствующих отложений Новой Земли характеризуются исключительным обилием остракод. Остракоды являются одним из основных элементов гребенской фауны.

В последние годы С. Черкасова провела очень детальные исследования на южном острове Новой Земли и на о-ве Вайгач, изучая верхний силур. Она выделяет слои, покрывающие отложения с брахиоподами гребенского горизонта, под названием вайгачского горизонта. По-видимому, они соответствуют овинпармскому горизонту схемы А. И. Першиной, что может быть выяснено после подробного описания и сопоставления фауны остракод того и другого районов.

Окончательно не установлено стратиграфическое положение гребенского горизонта. М. М. Ермолаев и некоторые другие сопоставляют его с айместри и верхним лудловым английской схемы, тогда как О. И. Никифорова, детально изучавшая фауну силура Новой Земли и Печорского края, пришла к выводу, что гребенский горизонт залегают в основании верхнего лудлова над банковым горизонтом (т. е. над горизонтом айместри). По схеме О. И. Никифоровой последний слагает верхнюю часть нижнего лудлова.

В настоящей работе принята точка зрения О. И. Никифоровой.

7. ПОДНЯТИЕ ЧЕРНОВА, ПОБЕРЕЖЬЕ ХАЙПУДЫРСКОЙ ГУБЫ И ОСТРОВ БОЛЬШОЙ ЗЕЛЕНЕЦ

Выходы силура устанавливаются в области поднятия Чернова. Параллельно простирацию этой полосы расположены выходы силура на побережье Хайпудырской губы, на Синькином Носу, к востоку от него в нижнем течении р. Талаты и выше по реке, в 30 км от ее устья, а также и по притокам рек Коротаихи-Падимей-вис и Тар-ю (Г. А. Чернов, 1939а). Непосредственное продолжение силурийских пород Синькина Носа и вообще восточного побережья Хайпудырской губы представляют верхнесилурийские породы, слагающие западную часть о-ва Большой Зеленец, где они достигают мощности 450 м.

Силур этих районов описан Г. А. Черновым, который дает следующий разрез для о-ва Большой Зеленец (рис. 31) и восточного побережья Хайпудырской губы:

Лландоверский ярус. 1. Темно-серые доломиты, преимущественно массивные, с большим количеством гнезд, заполненных желтоватыми кристаллами доломита и частью кальцита. Некоторые слои переполнены *Eostriatopora arctica* Tchern. Эта форма характерна для данного яруса на Новой Земле, Северной Земле и в бассейне р. Нижней Тунгуски.

2. Доломиты более светлые, преимущественно тонкослоистые. Они прорезаны тонкими почти белыми прожилками доломита и кальцита. Фауна в них не обнаружена. Мощность не менее 150 м.

Венлокский ярус. Серые известняки, переслаивающиеся с доломитизированными известняками, содержащими богатую фауну строматопор, табулят, гастропод.

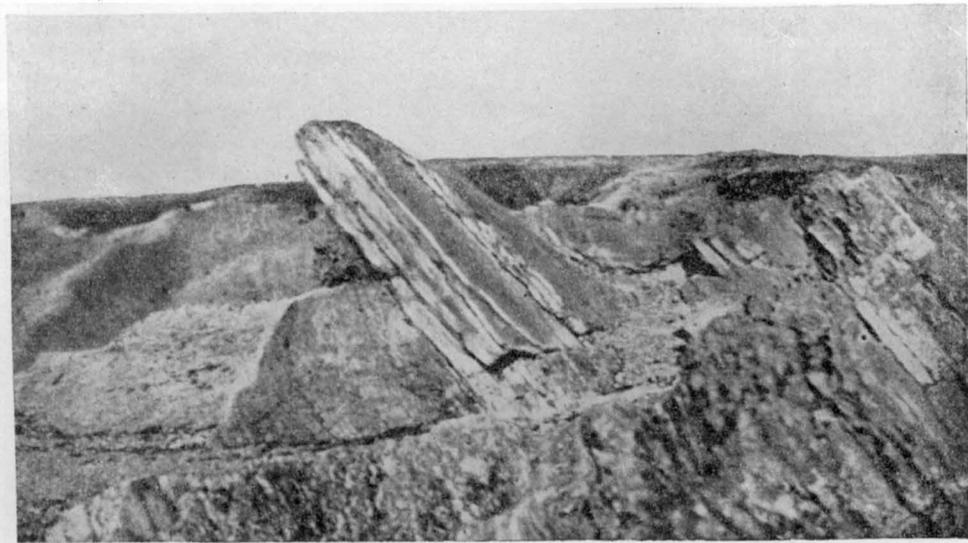


Рис. 31. Известняки верхнего силура западного берега о-ва Большой Зеленец. Фото Г. А. Чернова

ортоцератитов, остракод, брахиопод. Отсюда определены: *Protathyris didyma* Dalm., *Lissatrypa linguata* Buch., *Rhynchospirina* cf. *bayli* Dav., *Favosites hisingeri* M. Edw. et Haime, *Palaeofavosites* cf. *alveolaris* Goldf., *Clathrodictyon*, *variolare* Sow. var. *waigatschense* Jak., *C. vesiculosum* Nich. et Mur., *C. fastigiatum* Nich., новые виды *Fossopora*, строматолиты. Мощность 100 м.

Лудловский ярус. 1. Известняки, переслаивающиеся с зеленоватыми известковистыми сланцами, содержащими очень богатую фауну главным образом мелких брахиопод. Отсюда определены *Protathyris didyma* Dalm., *Lissatrypa linguata* Buch., *L. scheit* Hoff., *L. phoca* Salt., *Spirifer pseudogibbosus* Nikif., *Camarotoechia nucula* Sow., *Proetus waigatschensis* Tchern.

Характерно сообщество брахиопод и остракод гребенского горизонта. Кроме того, встречаются гастроподы, криноидеи.

В верхних слоях появляется много табулят: *Favosites hisingeri* M. Edw. et Haime, *F. gothlandicus* Lam., *F. forbesi* M. Edw. et Haime, *Syrigopora* aff. *schmidti* Tchern., *Stylostroma crassum* Gorsky, *Squameofavosites hemisphaericus* Jandell et Schumard var. *bohemicus* Posta. Мощность 105 м.

2. Толстослоистые серые известняки с большим количеством брахиопод, остракод, мелких трилобитов и табулят. Отсюда определены: *Protathyris didyma* Dalm., *P. praecursor* Kozl., *Proetus waigatschensis* Tchern., *Lichas lindstromi* Tchern., *Favosites hyperboreus* Tchern., *F. hisingeri* M. Edw. et Haime, *Palaeofavosites alveolaris* Goldf., *Stylostroma imperceptum* Gorsky, *Clathrodictyon vesiculosum* Nick. et Mur., *C. striatellum* d'Orb., *C. regulare* Ros. Мощность 20 м.

3. Коричневато-серые тонкослоистые известняки с большим количеством мелких брахиопод: *Stropheodonta* aff. *interstitialis* Phill., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. Мощность 30 м.

Известняки, содержащие близкую фауну, выступают и на западном побережье Хайпудырской губы по рекам Падимей-вис и Тар-ю, где их мощность достигает 170 м.

На р. Падимей-вис также выступает верхний силур (рис. 32). В основании его лежат толстослойные серые известняки, переходящие вверх в еще более мощные слои известняков, переслаивающихся с зеленовато-серыми известково-глинистыми сланцами, в которых встречены остракоды типа *Leperditia* и мелкие брахиоподы из родов *Protathyris*, *Lissatrypa* и *Spirifer*. Много *Eostriatopora* и *Favosites*.

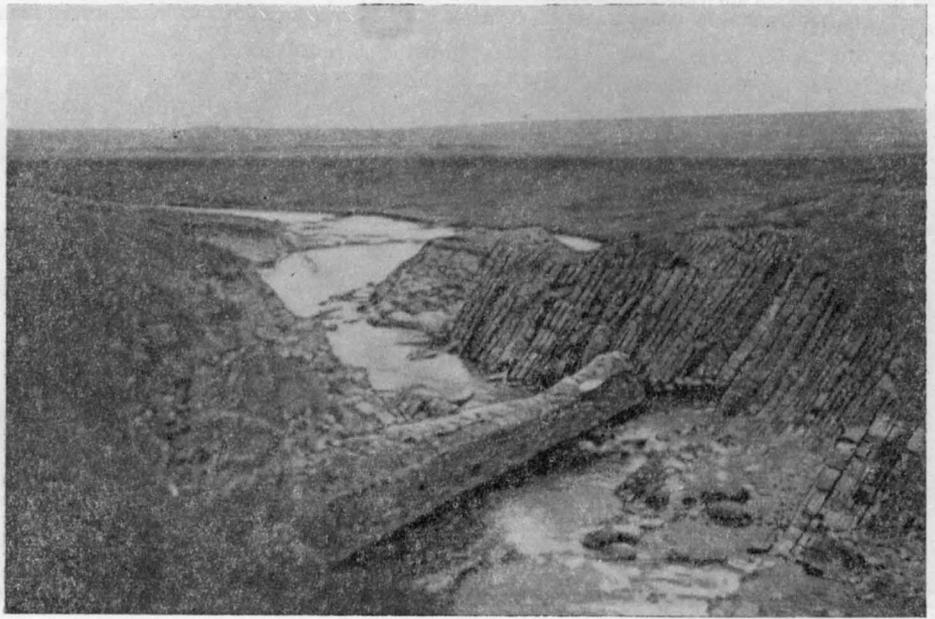


Рис. 32. Поднятие Чернова. Силурийские известняки на р. Падимей-вис

Весь комплекс фауны в известняках рек Падимей-вис и Тар-ю — силурийский, близкий к фауне силура о-ва Большой Зеленец.

К силуру Г. А. Чернов относит и белые мраморовидные известняки нижнего течения р. Талаты с большим количеством строматопор, амфи-пор и остракод силурийского облика.

ПАЙ-ХОИ

На Пай-Хое отложения, которые могут быть отнесены к ордовику, выступают вдоль побережья Югорского Шара и Карского моря. Силур пользуется более широким распространением, чем ордовик. Он развит на западном склоне Пай-Хоя (бассейн р. Ою и район р. Амдермы), в центральной его части (междуречье Сопча и Сай-яха) и на восточном склоне (бассейн р. Кары). Для Пай-Хоя особенно характерно развитие граптолитовых фаций в силуре.

Ордовикские отложения

Для побережья Югорского Шара на Пай-Хое работы П. В. Виттенбурга, Е. А. Кузнецова, Н. А. Кулика, А. А. Музылева, Н. А. Преображенского устанавливают развитие толщи филлитовых, кварцитовых и туффитовых сланцев, прорванных диабазовыми интрузиями. Эта толща условно может быть отнесена к кембрию.

На ней лежат кварцитовые сланцы, кварцито-песчаники и известковистые песчаники с подчиненными полимиктовыми конгломератами сокольнинской толщи. Мощность более 1000 м. В составе конгломератов этой толщи встречаются гальки древних гранитоидов, аналогичных известным в гальках тельпосской свиты Урала (Виттенбург, 1940; Кузнецов, 1938).

В песчаниках этой же толщи были встречены формы, определенные как *Platyceras* (?), которые, по-видимому, представляют собой *Angarella*¹.

Мощность несколько сотен метров. Вероятно, из этой же толщи А. Ф. Лесникова определила *Eoorthis christiana* Kjaer.

Стратиграфическое положение этой толщи, фауна и литологический состав изучены очень мало. Однако имеются основания сопоставлять ее с тельпосской (или минисейской) свитой Урала и относить к низам ордовика. Подстилающая эту свиту филлитовая толща Пай-Хоя имеет, очевидно, доордовикский возраст и ближе всего сопоставляется с маньинской или оченырдской свитами кембрия Урала.

Ранее А. М. Иванова оченырдскую свиту Полярного Урала относил к ордовика и рассматривала ее как фациальный аналог сянгурской свиты. Однако, по заключению Комиссии по вопросам стратиграфии досилурийских толщ Полярного Урала (1958 г.), в районе Енганэ-Пэ эффузивная толща, выделенная А. М. Ивановой как оченырдская свита, подстилает несогласно тельпосскую свиту и представляет собой по возрасту доордовикские образования, которые могут быть сопоставлены с маньинской свитой кембрия более южных районов Урала (Белоусов и др., 1958; Евдокимов, 1959; Львов и Попович, 1960).

Вышележащие отложения на Пай-Хое представлены известняками с подчиненными прослоями известковистых песчаников и филлито-глинистых сланцев, которые могут рассматриваться как аналог хыдейской свиты более южных районов Урала. Эти отложения на Пай-Хое принято расчленять на две свиты: нижнюю амдерминскую и верхнюю лакор-сале.

Амдерминская свита представлена темно-серыми известняками, залегающими в основании разреза ордовика Амдерминского флюоритового месторождения. Мощность их достигает 400 м. Некоторые исследователи без достаточных оснований относят эти известняки к кембрию (Иванова и др., 1957). В свете новейших данных низы выше лежащей свиты лакор-сале на основании фауны должны быть отнесены к верхней части тремадока. Поэтому нет никаких серьезных доводов в пользу кембрийского возраста подстилающих их темно-серых известняков Амдермы. При этом следует иметь в виду, что в нескольких километрах западнее выступает мощная толща кварцито-песчаников тельпосской (или минисейской) свиты низов ордовика. С большим основанием можно допустить, что темно-серые известняки амдерминской свиты залегают на кварцито-песчаниковой толще тельпосской (или минисейской) свиты и относятся к средней части тремадоковского яруса.

В этом отношении исключительно большой интерес имеют разрезы отложений ордовика, изученные К. А. Львовым и К. П. Евсеевым в бассейне р. Вишеры на западном склоне Северного Урала (Львов, 1956б). Там хыдейская свита в основном сложена из филлитовых, иногда известковистых сланцев с подчиненными прослоями доломитов, известняков

¹ Однако это указание требует проверки. Некоторые исследователи (О. И. Никифорова и др.) полагают, что *Platyceras* (?) из этого района Пай-Хоя, как и *Platyceras* sp. из ордовика Амдермы, представляет собой *Amdermella gibbosa* Lesn.

и кварцевых песчаников. В нижней части разреза хыдейской свиты в верховьях р. Вишеры местами появляется выдержанная по простиранию толща кристаллических известняков с мощностью до 70—80 м. При этом данная толща известняков выступает в непосредственной близости от кровли известковистых песчаников тельпосской свиты. Эту толщу известняков в основании хыдейской свиты бассейна р. Вишеры можно рассматривать как аналог темно-серых известняков Амдермы. Вышележащая толща хыдейской свиты р. Вишеры может быть сопоставлена со свитой лакор-сале Югорского полуострова.

Эти данные показывают, что общность истории развития Пай-Хоя и западного склона Урала имела место уже в нижнепалеозойское время.

На Пай-Хое свита лакор-сале залегает на темных известняках амдерминской свиты со следами перерыва. В основании свиты лакор-сале в районе Амдерминского флюоритового месторождения получают развитие известковистые мономиктовые брекчии и конгломераты из обломков нижележащих темно-серых известняков, с мощностью до 3 м.

По данным А. М. Ивановой, свита лакор-сале на Пай-Хое подразделяется на две подсвиты.

1. Нижняя подсвита. Бурые, серые песчаные и глинистые узловатые известняки с редкими прослоями песчаников и гравелитов с остатками: брахиопод из родов *Obolus*, *Nanorthis*, *Archaeorthis*, *Syntrophopsis*; гастропод (*Amdermella gibbosa* Lesp.), цефалопод (*Clarkoceras* и *Ectenoceras*), трилобитов (*Hystericurus*) и мшанок. Собранная фауна позволяет отнести эту свиту, или горизонт, с *Syntropsis* и *Amdermella* к верхней части тремадокского яруса. Мощность 40—100 м.

2. Верхняя подсвита. Серые и темно-серые сланцы глинистые, известково-глинистые и мергелистые, с прослоями, линзами и конкрециями серых известняков. Характерна фауна трилобитов (*Megalaspis planilimbata* Ang., *M. centaurus* Dalm., *Niobe laeviceps* Dalm., *N. explanata* Ang., *Cyrtometopus primigenius* Ang.) и граптолитов (*Phyllograptus angustifolius* Hall, *Ph. typus* Hall, *Tetragraptus bigsbyi* Hall, *T. Tögn*).

Эта подсвита выделяется по руководящим формам как «горизонт с *Megalaspis* и *Phyllograptus*». Руководящая фауна определяет возраст этого горизонта как самые верхи тремадока и арениг. Мощность 170—200 м.

Ниже приводится разрез среднего и верхнего ордовика Пай-Хоя по данным А. М. Ивановой (1958а, б).

Средний ордовик делится на два горизонта.

1. Нижний горизонт. Серые, темно и стально-серые, буроватые глинистые, известково-глинистые, кремнисто-глинистые и глинисто-серпичитовые сланцы с прослоями, конкрециями и линзами серого известняка. Характерна фауна трилобитов (*Ogygiocaris* sp., *Ogygites suprastratus* Max, *Nileus armadillo* Dalm.); мшанок (роды: *Nicholsonella*, *Monticulipora*, *Batostoma*, *Lioclema*, *Nematopora*, *Diplotrypa*); брахиопод (*Christiania oblonga* Pand., *Sowerbyella sericea* Sow.), встречающих руководящие формы цистонидей (*Echinosphaerites aurantium* Gyll.) и цефалопод (*Lituites lituus* Montr.). Этот горизонт с *Ogygiocaris buchii* и *Christiania oblonga* на основании обильной и характерной фауны может сопоставляться с таллинскими слоями Прибалтики, т. е. с основанием лландейльского яруса. Мощность от 360—350 до 450 м.

2. Верхний горизонт. Серые и темно-серые плитчатые, часто брекчированные известняки, переслаивающиеся с глинисто-кремнистыми и известково-глинистыми сланцами. Встречены трилобиты — *Neosaphus ludibundus* (Tögn), *Chasmops oidini* Schm., мшанки — *Diplotrypa petropolitana* Nich., *D. westoni* Ulr., *D. hennigi* Bassl., *D. catenulata* Coryell., *Monotrypa magna* Ulr., брахиоподы — *Platystrophia lynx* Eichw., *Hesperorthis tricenaria* (Copr.), *Dinorthis iphigenia* и др. Горизонт по руководящим формам выделяется как «горизонт с *Chasmops oidini* и *Oxoplecia doreata*». Среди перечисленных представителей фауны есть формы, позволяющие отнести данную толщу к среднему ордовика Прибалтики от кукерских до кегельских слоев. Мощность верхнего горизонта колеблется от 150—180 до 220—250 м.

Верхний ордовик. На Северо-Западном Пай-Хое и в юго-западной части о-ва Вайгач верхнеордовикские отложения слагаются серыми и желто-серыми брекчированными известняками с прослоями

известковистых, глинистых и кремнистых сланцев с остатками брахиопод — *Protorhyncha* (?) *nasuta* M'Coу; мшанок — *Monticulipora dagoensis* Bassl., *Dekayella paikhoensis* Astr., кораллов *Nyctopora nicholsoni* Radug., *Palaeohalysites*, *Tetradium borealis* Tchern., *Propora conferta* Edw. et Haime.

Благодаря обильному и тщательному сбору фауны, комплексному изучению представителей различных групп и сохранности, позволившей довести определение многих форм до вида, разрез ордовика Северо-Западного Пай-Хоя стратиграфически обоснован для всей области Северного, Приполярного и Полярного Урала. Он легко увязывается с разрезом Прибалтики, с которым имеет ряд общих форм. А. М. Иванова указывает на большое сходство фауны нижнего и среднего ордовика Пай-Хоя с комплексом ниже- и среднеордовикской фауны Англии, Скандинавии и Прибалтики. Она предполагает, что в аренигский и лландейльский века море, заливавшее Пай-Хой, служило как бы связующим звеном между бассейнами Грампианской и Уральской геосинклиналей. Через Уральскую геосинклинали устанавливалась связь с бассейнами Таймыра, Сибирской платформы и Северной Америки. Состав фауны верхнего ордовика Пай-Хоя, Прибалтики, Западной Европы и Уральской геосинклинали показывает, что и в это время сохранялись те же связи между этими морскими бассейнами.

В районе р. Амдермы, на побережье Карского моря находится месторождение флюорита, приуроченное к известнякам ордовика. Разрез последнего начинается здесь с темно-серых известняков амдерминской свиты, на которых лежат брекчии и конгломераты до 10 м мощности. Обломки брекчии и конгломераты состоят из нижележащих темно-серых известняков. Местами появляется диабазовый покров мощностью 10—20 м.

Конгломераты покрываются светло-серыми мергелистыми и песчанистыми известняками с *Amdermella gibbosa* Lesp. Выше лежат глинистые и глинисто-серицитовые сланцы до 250—300 м мощности с *Cybelle* sp., *Asaphus* sp., *Megalaspis* sp., *Iliaenus* sp. и др. Самую верхнюю часть разреза ордовика здесь образуют серые известняки мощностью около 150 м.

Известково-песчано-сланцевая толща района Амдермы, залегающая на известняках амдерминской свиты, относится к свите лакор-сале, отвечающей верхней части тремадока и аренигу.

В толще ордовика наблюдается много кварцево-кальцитовых жил, приуроченных к системе трещин, ориентированных в направлении, близком к господствующему простираанию слоев. С этой системой связана зона дробления пород, проявление процессов хлоритизации, серицитизации, образование как кварцево-кальцитовых, так и флюоритовых жил.

Флюорит встречается в них вместе с пиритом, халькопиритом, цинковой обманкой, реже со свинцовым блеском и борнитом.

Силурийские отложения

На Пай-Хое силурийские отложения наиболее широким распространением пользуются на его юго-западном склоне и в районе Югорского Шара. Они также известны в центральной части полуострова и на северо-восточном склоне. На Пай-Хое среди силурийских отложений преобладают карбонатно-сланцевые толщи, в составе которых получают развитие граптолитовые сланцы. Локально они замещаются рифовыми известняками и доломитами (Крылова, 1940а; Кулик, 1938).

Б. Б. Чернышев (1941) дает один из наиболее полных разрезов силура карбонатно-сланцевой толщи Пай-Хоя для района р. Ою на основании изучения фауны граптолитов.

Лландоверский ярус. 1. Глинистые, углисто-глинистые и известково-глинистые сланцы, с прослоями мелкокристаллических известняков и известняковых конкреций. В нижней части толщи часто встречаются кварцево-кальцитовые жилы. Изредка в сланцах попадаются неопределимые до вида *Monograptus* плохой сохранности. Мощность около 120 м.

Тараннонский ярус. 2. Черные, местами листоватые, углисто-глинистые сланцы, с редкими известковыми конкрециями до 50 см в поперечнике. В сланцах многочисленны хорошей сохранности граптолиты: *Diplograptus ojuensis* Tchern., *Monograptus spiralis* Gein., *M. priodon* Вгопп., *Cyrtograptus* sp., *Diversograptus ramosus* var. *bohemicus* Вулм. Мощность около 20 м.

Венлокский ярус. Черные углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями известняков и чечевицеобразными известняковыми конкрециями до 3 см в поперечнике. В конкрециях много хорошо сохранившихся граптолитов. В низах небольшие радиально-лучистые конкреции пирита до 3,5 см в поперечнике. Отсюда определены: *Monograptus priodon* Вгопп., *M. hyperboreus* Tchern., *Cyrtograptus paykhoyensis* Tchern., *Retiolites geinitzianus* Вагг., *Monograptus* aff. *vomerinus* Nich. В средней же части и в верхах толщи граптолиты плохо сохранились и редки. Мощность около 45 м.

Лудловский ярус. Б. Б. Чернышев выделяет два горизонта, относящихся к низам нижнего лудлова.

1. Нижний горизонт — черные углисто-глинистые сланцы с конкрециями известняка и обильной фауной граптолитов: *Monograptus nilssoni* Вагг., *M. bohemicus* Вагг., *M. scanicus* Tullb., *M. testis* Вагг., *M. crinitus* Wool., *M. dubius* Suess. Обнаружены неясные остатки *Lingula* и пелеципод. Мощность около 45 м.

2. Верхний горизонт — плотные черные и серые известняки с тонкими прослоями углисто-глинистых сланцев. В сланцах *Monograptus bohemicus* Вагг. Мощность около 30 м.

Помимо бассейна р. Ою, карбонатно-сланцевая толща силура с граптолитами Б. Б. Чернышевым была изучена в районе Амдермы, где она более метаморфизована и содержит сравнительно редкие экземпляры граптолитов плохой сохранности. Только в низах лудловского яруса фауна граптолитов сравнительно богата и хорошо сохранилась.

Лландоверский и венлокский ярусы представлены здесь черными углисто-глинистыми, местами листоватыми, сланцами с редкими прослоями тонкокристаллического известняка и известковыми конкрециями. Изредка встречаются неопределимые граптолиты (?). Общая мощность 160 м.

Лудловский ярус. Толща углисто-глинистых и глинистых сланцев с многочисленными прослоями темно-серых известняков мощностью до 45 см с известковыми конкрециями до 1,5 см в поперечнике и с редкими тонкими прослоями черных кремней. В основании толщи встречаются обильные граптолиты: *Monograptus bohemicus* Вагг., *M. nilssoni* Вагг., *M. dubius* Suess., *M. scanicus* Tullb., указывающие на низы яруса. Выше по всей толще довольно часто встречается фауна плохой сохранности, состоящая из граптолитов (*Monograptus* sp.), ортид, ринхонеллид, тентакулитов, хиолитов, пелеципод, гастропод и остракод.

Некоторые прослои известняков почти нацело состоят из тентакулитов. Местами известковые раковины полностью замещены пиритом. Мощность не установлена.

Вышележащие слои представлены толщей мелкокристаллических серых известняков с прослоями глинистых сланцев, переполненных сферическими конкрециями известняка с редкими *Orthoceras*, тентакулитами и гастроподами. В известняках и сланцах рассеяны небольшие кристаллы пирита. Мощность около 40 м.

На известняках и глинистых сланцах этой серии местами залегают известняки с фауной спириферид, остракод и трилобитов из родов

Thysanopettes и *Harpes*. Общий облик фауны силурийский, но в ней встречаются нижнедевонские формы. Фаунистическая характеристика этой толщи недостаточна для уверенного отнесения ее к верхам силура или к основанию девона. Она свидетельствует о постепенном изменении условий на границе между силуром и девонем в Западном Пай-Хое.

Фауна граптолитов Пай-Хоя содержит около 40% новых видов, указывающих на ее своеобразие (в низах лудлова даже около 50% новых форм). По Б. Б. Чернышеву, наибольшее сходство она имеет с соответствующей фауной Богемии и мало напоминает фауну Англии. Верхний силур Пай-Хоя не везде представлен фацией граптолитовых сланцев. В том же Западном Пай-Хое, в низовьях р. Ою, можно видеть, как известняки с *Halysites*, отнесенные к карадокскому ярусу, покрываются рифовыми массивными доломитами и известняками, которые фациально замещают карбонатно-сланцевую толщу с граптолитами. К западу от мыса Хабарова в известняках и доломитах была собрана довольно многочисленная фауна: *Pentamerus estonus* Eichw., *P. oblongus* Sow., *Favosites gothlandicus* M. Edw. et Haime, *F. forbesi* M. Edw. et Haime. В этом же списке имеется *Conchidium knighti* Sow.

Однако, несмотря на сравнительное обилие фауны, силурийские известняки здесь на ярусы еще не подразделяются.

Рифовые известняки силура изучались в районе мыса Белый Нос А. К. Крыловой (1940а), где она выделила верхний горизонт с *Favosites gothlandicus* M. Edw. et Haime и *Megalomus gothlandicus* Lam., мощностью в несколько десятков метров. Кроме того, А. К. Крылова отмечает смену рифовых известняков к юго-востоку карбонатно-сланцевой толщей с граптолитовыми сланцами.

В. И. Устрицкий (1951 г.) выделил силур в Центральном Пай-Хое на междуречье Сопча-яха и Саа-яха. Здесь он различает две свиты силура: нижнюю — хановейскую и верхнюю — сопчинскую.

Хановейская свита сложена черными кремнисто-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. По аналогии с разрезом Б. Б. Чернышева возраст ее определяется как лландоверский и венлокский до нижнелудловского включительно. Присутствие в ее составе ордовика маловероятно, так как, по Б. Б. Чернышеву, разрез ордовика заканчивается 100-метровой пачкой характерных светло-серых известняков с прослоями сланцев, которые в районе Сопча и Саа-яха не встречены. Органических остатков в хановейской свите не встречено.

Сопчинская свита соответствует верхней части разреза Б. Б. Чернышева и, следовательно, включает верхний лудлов и даунтонский ярус, который В. И. Устрицкий считает возможным выделить. В этой толще преобладают известняки с фауной очень плохой сохранности. В одном из пластов известняка обнаружены остатки, напоминающие *Aulopora*, изредка попадаются тентакулиты и граптолиты (*Cyrtograptus*). Органические остатки довольно обильны в отдельных прослоях, но большинство из них неопределимо.

В северной части Восточного Пай-Хоя силурийские отложения еще сильнее дислоцированы, чем вблизи Югорского Шара, и сильнее метаморфизованы. Отсутствие органических остатков затрудняет точное определение возраста отдельных частей разреза и сопоставление его с разрезами Западного Пай-Хоя.

К силуру в районе р. Кары, по данным последних исследований В. И. Устрицкого, отнесены белые и серые мраморовидные известняки. Неясные органические остатки встречены только в серых известняках, частью рассланцованных, с окремнелыми участками, в которых сохра-

нилась фауна одиночных кораллов *Amphipora* и *Favositidae* силурийского облика.

Таким образом, следует прежде всего отметить, что в основании ордовика Пай-Хоя, как и на севере Урала, лежат обломочные породы, несогласно и трансгрессивно покрывающие более древние толщи.

Обломочные отложения низов ордовика переходят вверх в карбонатные породы аренигского и лландейльского возраста, в общем достаточно хорошо охарактеризованные палеонтологически.

Карбонатными отложениями представлен и карадокский ярус.

Силур повсеместно согласно ложится на ордовик. Силурийские отложения Пай-Хоя характеризуются широким распространением граптолитовых сланцев и карбонатных пород. Вопрос о характере границы силура и девона нельзя считать окончательно решенным.

В. И. Устрицкий (19566) предполагает, что на Пай-Хое нижний девон имеет широкое распространение и согласно покрывается средним девоном, а между нижним девоном и верхним силуром наблюдается постепенный литологический переход. Однако, в свете данных А. К. Крыловой (1940а), Б. Я. Осадчева (1951б) и Б. Б. Чернышева (1941), этот вывод основан на неверном заключении в отношении возраста некоторых палеозойских толщ.

Согласно данным этих исследователей, в пределах Пай-Хоя на различных горизонтах палеонтологически охарактеризованных верхне-силурийских отложений лежит обычно несогласно с перерывом (?) толща глинистых и песчано-глинистых сланцев, переходящая в толщу грубослоистых кварцитовидных песчаников среднего девона (Дедеев, 1958). Достоверно нижний девон доказан на Пай-Хое лишь у Пыткова Носа, где он представлен герцинского типа известняками с *Karpinskya*. В других пунктах Югорского полуострова нижний девон, по-видимому, из разрезов выпадает и средний девон несогласно лежит на верхнем силуре (Волков, 1938, 1944; Крылова, 1940а).

ТИМАН И ПОЛУОСТРОВ КАНИН¹

Ордовикские отложения на Тимане и п-ове Канин неизвестны. В последнее время некоторые исследователи считают возможным отнести к ордовику палеонтологически не охарактеризованные отложения нижеомринского комплекса, развитые к северо-востоку от Тимана (Разницин В. А.), но этот вопрос нельзя считать решенным.

Силурийские отложения на Тимане выступают на его северной окраине, где трансгрессивно и несогласно залегают на доордовикских метаморфических сланцах и прорывающих последние интрузивных породах. В свою очередь силурийские отложения трансгрессивно перекрываются кварцевыми песчаниками среднего девона. Лучшие обнажения силура можно наблюдать по долинам рек Черной и Великой (рис. 33).

По характеру фауны и литологическому составу силурийские отложения можно разделить на четыре свиты (снизу вверх): великорецкую, чернорецкую, хальмерскую и ептарминскую (рис. 34)².

¹ Описание района составлено Л. С. Коссовым.

² Учитывая рекомендации Межведомственного стратиграфического комитета об упрощении стратиграфической номенклатуры, В. П. Бархагова и Л. С. Коссовой предложили дать иное название известным ранее свитам (В. П. Бархагова, 1936). Нижняя чернорецкая свита именуется великорецкой, название «чернорецкая» закрепляется за свитой, прежде известной как верхнечернорецкая. Кроме того, на Северном Тимане Л. С. Коссовым была выделена ептарминская свита, венчающая здесь общий разрез силурийских отложений.

Великорецкая свита представлена преимущественно терригенными образованиями. Нижняя часть ее, начинающаяся базальными конгломератами, характеризуется преобладанием мелкозернистых известковистых зеленовато-серых песчаников и алевролитов, которым подчинены маломощные прослои песчанистых доломитистых известняков. Последние содержат (впервые найденную Л. С. Коссовым) фауну брахиопод, пелеципод, головоногих, гастропод, кораллов и остракод. Мощ-

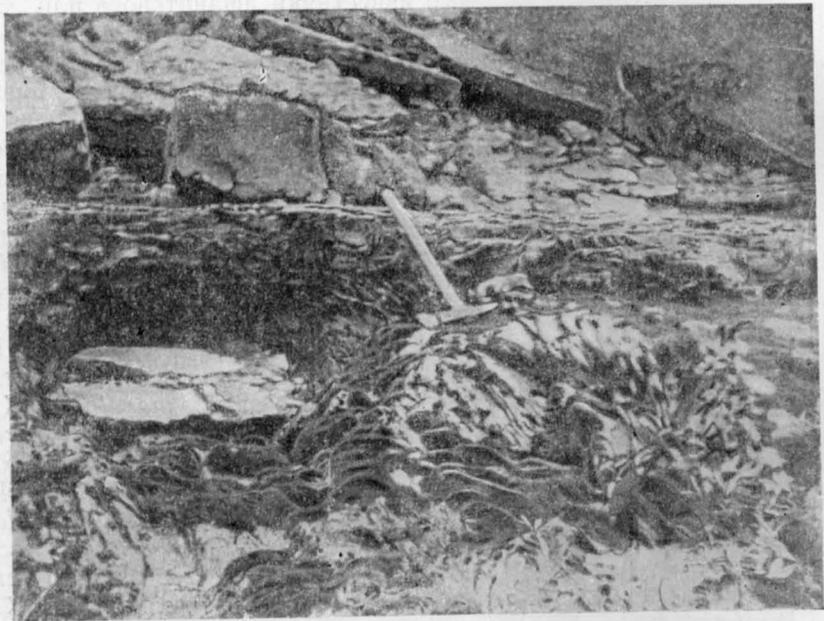


Рис. 33. Среднее течение р. Великой. Трансгрессивный контакт базальных конгломератов лландовери с гранитами. Фото Л. С. Коссового

ность ее не превышает 5—7 м. Выше залегают по преимуществу известковистые песчаники, с прослоями алевролитов, аргиллитов, доломитов и песчанистых известняков. Породы этой части свиты мощностью до 10 м отличаются красноватой и пестрой окраской и лишь в самых низах наблюдаются незначительные прослои пород зеленовато-серой окраски. Мощность отложений великорецкой свиты на коротких расстояниях подвержена значительным колебаниям, что, по-видимому, связано с размывом, предшествовавшим формированию отложений вышележащей чернорецкой свиты. В комплексе фауны, встреченной в породах свиты, преобладают гастроподы, головоногие, а местами пелециподы. Брахиоподы, остракоды и одиночные кораллы встречаются редко, и, как правило, очень плохой сохранности. В составе их определены: *Amphicyrtoceras* cf. *mirum* (Вагганде), *Eotrimeroceas* cf. *jupiterensis* Foerste, *Streptelasma* ex gr. *canaliferum* (Reim.)¹.

Эта фауна, а также стратиграфическое несогласие, наблюдающееся между отложениями великорецкой свиты и вышележащей верхнелландоверской чернорецкой свитой, и позволяют возраст первой условно датировать как нижний лландовери. По стратиграфическому положе-

¹ Определения О. И. Никифоровой и З. Г. Балашова.

нию она параллелизуется с нижней частью васькерской свиты Южного Тимана и полудовской свитой Приуралья.

Чернорецкая свита сложена известняками с подчиненными тонкими прослоями глин и мергелей. В нижней части свиты преобладают перекристаллизованные крупнозернистые серые известняки, не содержащие органических остатков. Выше залегают белые и желтоватые доломитизированные известняки афанитового или мелкокристаллического сложения, переполненные разнообразной фауной, сосредоточенной в верхней части толщи. Мощность чернорецкой свиты достигает 30 м.

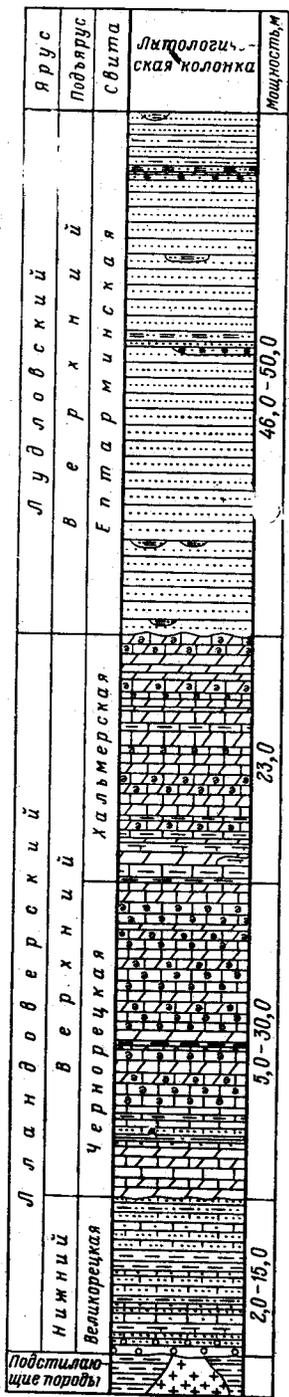
В настоящее время может быть дан следующий список фауны этой свиты: *Clathrodiction vesiculosum* Nich. et Mur., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. forbesi* M. Edw. et Haime, *F. hisingeri* M., Edw. et Haime, *F. mirabilis* Tchern., *Propora conferta* M. Edw. et Haime, *Halysites cf. catenularis* Lin., *Strephodes excavatum* Keys., *Leperditia marginata* Keys., *L. marginata* Keys. var. *rotunda* Schm., *L. subparallela* Schm., *L. hisingeri* Schm., *L. hisingeri* var. *angulata* Leb., *L. timanica* Leb., *Bumastus aff. insignis* Hall., *Iliaenus berriensis* Sow., *Encrinurus punctatus* Wahl., *Cybele* sp., *Proetus* sp., *Pentamerus oblongus* Sow., *P. samoedicus* Keys.

Эта фауна позволяет относить отложения чернорецкой свиты к верхнему лландовери. На основании этих же фаунистических данных и стратиграфического положения чернорецкая свита может параллелизоваться со средней частью васькерской свиты Южного Тимана, колчимской свитой Приуралья и горизонтами райккюля и адавере Прибалтики. Чернорецкая свита местами подстилается великорецкой, местами непосредственно ложится на кристаллические сланцы без всякого промежуточного горизонта ба-

Рис. 34. Сводный разрез силурийских отложений Северного Тимана (составил Л. С. Коссовой, 1961 г.)

Рис. 34. Сводный разрез силурийских отложений Северного Тимана (составил Л. С. Коссовой, 1961 г.)

- 1 — известняки; 2 — органогенно-обломочные известняки; 3 — песчаные известняки; 4 — брекчированные известняки; 5 — доломитизированные органогенно-обломочные известняки; 6 — доломитизированные известняки; 7 — доломиты; 8 — мергели; 9 — известковистые глины; 10 — песчаные глины; 11 — аргиллиты; 12 — глинистые алевролиты; 13 — алевролиты; 14 — известковистые песчаники; 15 — подглинковые песчаники; 16 — кварцевые песчаники; 17 — конгломерат-песчаники; 18 — конгломераты; 19 — граниты



¹ Объем васькерской свиты принимается по С. М. Домрачеву, включающему в ее состав и конгломераты, венчающие разрез нижележащей нибельской свиты Южного Тимана.

зальных слоев. Перекрывается она отложениями хальмерской свиты или в случаях полного размыва последней — базальными слоями ниже-франского подъяруса (Л. С. Коссовой, 1959 г.).

Кроме р. Черной, чернорецкая свита обнажена по рекам Васькиной и Гольцовке.

Хальмерская свита выступает только по морскому побережью от устья р. Хальмера до Чайцынского Камня и по самой р. Хальмеру, от которой она и получила свое название (рис. 35).



Рис. 35. Обнажения известняков верхнего лландовери на морском побережье к востоку от устья р. Халмер-яха. Фото Л. С. Коссового

Эта свита сложена желтоватыми доломитизированными и органо-обломочными известняками, которым подчинены прослои мергелей, доломитов и изредка известковистых глин. Мощность свиты не превышает 25 м. В составе фауны хальмерской свиты преобладают остракоды. Брахиоподы встречаются редко. Отсюда определены: *Lepetaena alternata* Conrad., *Leperditia marginata* Keys., *L. hisingeri* var. *angulata* Leb. Фауна указывает на принадлежность хальмерской свиты к верхнему лландовери.

Ептарминская свита¹ выделена Л. С. Коссовым на основании ее литологических и фаунистических особенностей. В отличие от описанных выше свит морских силурийских отложений она представлена терригенными континентальными образованиями, местами содержащими остатки ихтиофауны. В наиболее полном объеме она прослеживается в верховьях р. Великой, вблизи оз. Ептармы, где представлена однообразными желтовато-серыми, буровато-серыми или розовато-серыми косослоистыми, редко горизонтальнослоистыми тонко- и равномернозернистыми кварцевыми песчаниками. В нижней и средней частях толщ песчаников прослеживаются линзы и маломощные про-

¹ В последнее время, на основании новых определений ихтиофауны, Д. В. Обручев и Л. С. Коссовой ептарминскую свиту относят к нижнему девону.

слои буроватых алевролитов. Разрез свиты заканчивается пачкой пород, в составе которой преобладают буроватые глинистые и песчаные алевролиты, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кварцевыми песчаниками. Максимальная мощность этой пачки пород достигает 6 м. Характерной особенностью кварцевых песчаников ептарминской свиты является включение в них «катышков» зеленовато-серых и буроватых аргиллитов и глин. Появление и широкое распространение подобного рода включений, связанных с размывом подстилающих пород, указывает на мелководный характер отложений свиты.

Ептарминская свита со стратиграфическим несогласием залегает на различных горизонтах великорецкой свиты нижнего лландовери. Перекрывается она также со стратиграфическим несогласием отложениями живетского яруса среднего девона. Полная мощность ептарминской свиты не превышает 46—50 м.

В низах разреза ептарминской свиты Л. С. Коссовым впервые были обнаружены остатки ихтиофауны, среди которых Д. В. Обручевым определены *Timanaspis kossovoi* nov. g. nov. sp.; *Onchus roemeri* Норре, *Tolypelepis* cf. *undulata* Pander. Эти виды принадлежат семейству трематаспид, до сих пор известному только из лудловских отложений о-ва Саарема и включающему четыре рода из нижнего силура и один из даунтона. На основании этих биостратиграфических данных ептарминская свита относится к лудловскому ярусу верхнего силура и по стратиграфическому положению сопоставляется с верхней частью васькерской свиты ижма-омринского комплекса.

На п-ове Канин силур известен лишь на одном небольшом участке, именно на р. Большой Ельгор-яхи, севернее устья р. Большой Песчанки. Последнее описание силура Канина дано Е. М. Люткевичем (19486).

Мощность силурийских отложений всего 1—1,5 м. Они представлены белыми и зеленоватыми глинистыми и буроватыми железистыми известняками. В верхней половине пачки находятся скопления мелких брахиопод, колонии табулят, обломки трилобитов. Отсюда определены: *Favosites gothlandicus* Lam., *F. hisingeri* M. Edw. et Haimе, *Clathrodictyon* sp., *Hindella* sp., *Rhynchospirina* sp., *Leptaena* sp.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Знакомство с основными разрезами ордовика и силура Северного и Полярного Урала, Пай-Хоя и Тимана и их корреляция позволяют сделать некоторые обобщения и подойти к вопросу о палеогеографии ордовикского и силурийского периодов, которая в настоящее время может быть намечена, правда, лишь в самых общих чертах.

В отношении стратиграфических границ и условий залегания ордовикской и силурийской систем может быть отмечено следующее. Там, где можно наблюдать на Урале и Пай-Хое нижний ордовик, он лежит несогласно на подстилающих породах и его разрез, как правило, начинается грубообломочными осадками. Таким образом, нижняя граница ордовикской системы отчетливо выражена.

В связи с невыясненной еще стратиграфией метаморфических пород Урала не всегда можно указать, на какие по возрасту толщи ложится ордовик. В большинстве случаев он, по-видимому, покрывает ту часть кристаллических сланцев горной полосы, которую в настоящее время большинство исследователей относят к кембрию, а некоторые—к докембрию. Г. А. Чернов, а позднее и другие исследователи показали, что залегание ордовика на этих породах трансгрессивное с угловым несогласием и связано со складчатостью, проявившейся в западной части

Уральской геосинклинали до отложения ордовикских осадков, т. е. в эпоху байкальского тектогенеза. Более поздних проявлений складчатости на границе ордовика и силура или в конце верхнего силура на западном склоне Урала не наблюдается. На границе ордовикских и силурийских отложений здесь никаких угловых несогласий не отмечено. Всюду, где можно видеть стратиграфический контакт между ордовиком и силуром, трудно провести между ними четкую границу. В описании разрезов было отмечено, что в области восточных фациальных комплексов граница между ордовиком и силуром часто проводится совершенно условно в однообразных толщах.

В ордовике можно отметить только признаки местного континентального перерыва в восточной части бассейна р. Кожима. На этот перерыв указывает характерный горизонт охристых, пестроокрашенных глинистых сланцев которые В. Меннер рассматривает как кору выветривания. По времени перерыв падает, по-видимому, на часть лландейльского века. Об отсутствии на западном склоне Урала следов стратиграфического перерыва между силуром и девонем уже было сказано выше. Это не исключает возможности проявления каледонских движений и дислокаций в более восточных зонах Северо-Уральской геосинклинальной области и частичного проникновения каледонских интрузий в участки, примыкающие к ее западной окраине. Так, можно связать с каледонскими движениями формирование тех глубокометаморфизованных тел габбро-диабазовой магмы, которые встречаются среди ордовикских и силурийских отложений, особенно в восточной полосе их развития. Могли также происходить местные эпейрогенические поднятия, с которыми связано появление обломочного материала.

В связи с тектоническими процессами позднебайкальской (салаирской) фазы в области современной горной полосы произошли, по-видимому, значительные поднятия. Разрушение возникших тогда горных возвышенностей дало материал для образования мощных толщ трематодских конгломератов и кварцитов молласового типа и отложений типа флиша (глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками). Часть обломочного материала поступала с запада. Возобновившееся погружение Уральской геосинклинали привело к расширению границ моря, изменению фациального характера осадков и замене грубообломочных отложений известковистыми и частично кремнистыми. Так, ордовик наиболее широко распространенного восточного фациального комплекса везде достаточно четко может быть разделен на три литолого-стратиграфические свиты, первоначально выделенные К. Львовым: нижнюю (тельпосскую), сложенную грубообломочными метаморфическими породами; среднюю (низы хыдейской), в которой наблюдается переслаивание обломочных и карбонатных пород, еще достаточно метаморфизованных; и верхнюю, сложенную слабее метаморфизованными и палеонтологически охарактеризованными карбонатными породами. По возрасту верхняя толща отвечает карбонатной части нижнего отдела ордовика, среднему и верхнему ордовику.

Однако, по-видимому, в отдельных участках нынешней горной полосы (области Уральского антиклинория) сохранились острова, участки суши, дававшие некоторое количество обломочного материала в прилегающую часть Западно-Уральского силурийского моря. На это указывает обогащение карбонатной шугорской свиты обломочным материалом по направлению к востоку, наблюдающееся в Приполярном Урале в области верховьев Кожима и Лемвы. М. Е. Раабен на основании фациального анализа силурийских и девонских отложений этого района, переходящих к востоку в своеобразный тисваизский комплекс, предполагает весьма древнее заложение современных крупных анти-

клинальных структур, медленное их развитие в течение среднего палеозоя и окончательное оформление в эпоху герцинской складчатости. Однако это представление дискуссионно.

В области развития лемвинского комплекса Полярного Урала наблюдаются сокращение по направлению к востоку количества известняков в разрезе ордовика и силура и появление терригенных и вулканогенных пород.

При описании силура Северного Урала приводилось предположение О. А. и А. Г. Кондиайн о наличии в бассейнах Подчерема и Верхней Печоры древних структурно-фациальных зон северо-западного простиранья, заложившихся в доордовикское время. Существование этих зон обусловлено чередованием областей относительного воздымания и относительного погружения, ориентированных в северо-западном направлении. Первые характеризуются меньшей полнотой разреза и наличием терригенных фаций, вторые — большей мощностью и полнотой осадочного комплекса и развитием чистых известняков. Наличие положительной структуры отмечено в верховьях Подчерема и Ильча, к отрицательным структурам отнесена область западного фациального комплекса и верхнепечорского комплекса.

Независимо от этих интересных предположений, следует подчеркнуть наличие нескольких фациальных комплексов, сменяющихся в широтном направлении вкрест простиранья и, наоборот, выдерживающихся часто на очень значительном протяжении по простиранью. Примером может служить восточный (шантымский) комплекс, который особенно для силура, характеризуется весьма сходными фациями от р. Ильча до бассейна Кос-ю и Кожима включительно и продолжается далее в елецком комплексе Полярного Урала и в породах о-ва Вайгач и Пай-Хоя.

Интересно отметить большое фациальное сходство, вернее тождество, силурийских пород о-ва Вайгач с верхним силуром шантымской фации Урала, в частности бассейна р. Ильча. Вполне сходны и условия образования полиметаллических месторождений того и другого района.

Осадки шантымского комплекса накопились в относительно мелководных условиях, о чем свидетельствуют горизонты, переполненные остатками амфипор (?), характерных для мелководных лагунных фаций, следы усыхания, нередко встречающиеся в известковых сланцах лландоверского яруса, и массивные биогермные или рифовые доломитизированные известняки с табулятами. Фациальные особенности восточного комплекса очень выдержаны по простиранью. Некоторые фации, как, например, лландоверские «амфиоровые», часто расланцованные известняки или черные доломиты с горизонтами тектонических и частью оползневых брекчий, прослеживаются вдоль западного склона Урала на многие сотни километров.

Вместе с тем к северу область, занятая отложениями шантымского фациального комплекса силура, расширяется, и контраст между осадками восточной и западной полос этого отдела сглаживается.

На западном склоне Северного Урала в бассейне р. Усы четко выделяется фациальный комплекс, получивший название лемвинского. Возможно, что характерные для него тонкозернистые зеленые и фиолетовые сланцы и кремнистые породы представляют собой более глубоководные отложения. Лемвинский комплекс прослеживается на север до района Енганэ-Пэ, где в среднем палеозое преобладающее развитие получают карбонатные породы.

По-видимому, породы лемвинского комплекса имели широкое распространение в центральной зоне Урала. Но они подверглись сильному размыву в связи с тем, что область их распространения приурочена

к краевой части горной полосы Урала, где в эпоху герцинского орогенеза происходили поднятия, сопровождавшиеся размывом и сносом мощных толщ палеозойских отложений. Интересно отметить, что детальное петрографическое изучение минералогического состава обломочных пермских пород в бассейне р. Верхней Печоры, проведенное Н. М. Шомысовым (1951), показало, что основная масса обломков, составляющих песчаники пермской системы, представлена кремнистыми породами, в которых нередко находят остатки радиолярий. Это указывает на разрушение в осевой части Урала мощных толщ кремнистых осадков, среди которых могли быть и ордовикские и силурийские отложения типа лемвинских.

Породы, очень сходные с отложениями лемвинского комплекса Полярного Урала, а частью совершенно тождественные им, развиты в бассейнах рек Верхней Печоры и Уньи. Выяснение условий их отложения в этих районах является одним из нерешенных и очень интересных вопросов в изучении ордовика и силура Урала.

В 20-х и 30-х годах текущего столетия, когда широко распространено было мнение о развитии на Урале шарьяжей, появление фаций лемвинского комплекса на западном склоне связывалось с развитием «дальних» надвигов, корни которых находятся на восточном склоне. В настоящее время представление о развитии подобных шарьяжей на Урале оставлено. Детальное изучение геологического строения бассейна Лемвы, предпринятое К. Г. Войновским-Кригер, В. В. Меннером, М. Е. Раабен, А. В. Хабаковым и другими исследователями, так же как и изучение области развития верхнепечорского фациального комплекса, показали сложность тектоники этих участков западного склона и большую роль надвигов в их структуре. Но о наволоках с восточного склона говорить, конечно, не приходится. Объяснение современного распределения участков лемвинского фациального комплекса надо искать в истории развития ордовикского и силурийского бассейнов Урала, тесно связанной с развитием структурного плана этой геосинклинальной области и ее отдельных структур.

В ордовике и силуре нынешний западный склон Северного и Полярного Урала представлял собой краевую зону и краевой прогиб Уральской геосинклинали. После позднебайкальской (салаирской) складчатости происходило прогибание этой зоны и заполнение предполагаемого краевого прогиба осадками, сначала обломочными, затем преимущественно органогенными, известковыми. К востоку от краевого прогиба в краевой зоне геосинклинали накапливались глинисто-кремнистые осадки (лемвинский комплекс).

В низах девона, очевидно, происходили поднятия, с которыми связано новое поступление обломочного материала, отмеченное в среднем и частью в нижнем девоне. По-видимому, этот материал поступал, как и в тремадокском веке, не только из области горной полосы, т. е. Уральского антиклинория, а и из пределов Русской платформы, представлявшей в нижнем девоне и в конце силура возвышенный материк. Весьма вероятно, что область нынешней горной полосы, или Уральского антиклинория, характеризовалась тенденцией к поднятию в течение всего палеозоя и представляла островное море, где были области разрушавшихся островов, дававших материал для отложения осадков типа тисванзского или харейшорского терригенных комплексов, и более глубоководные области открытого моря, где накапливались кремнистые и иловатые осадки, давшие материал для филлитов, граптолитовых и кремнистых сланцев лемвинского комплекса.

Сопоставление разрезов ордовика и силура Пай-Хоя и западного склона Урала позволяет говорить об общности истории их развития на

протяжении ордовикского и силурийского периодов. Как западный склон Северного, Приполярного и Полярного Урала, так и Пай-Хой в течение этого времени представляли собой краевую зону и частью краевой прогиб (?) геосинклинали. На Урале и Пай-Хое ордовик представлен мощной толщей кварцито-песчаников внизу и карбонатно-сланцевой толщей вверху. Карбонатно-сланцевые осадки получают развитие также и в силуре как на Пай-Хое, так и на западном склоне Полярного, Приполярного и Северного Урала.

Тиман же в течение этого времени представлял собой эпибайкальскую платформу, северная окраина которой в начале силура была покрыта морем.

Подводя итоги обзора ордовикских и силурийских отложений Северного, Приполярного и Полярного Урала, Пай-Хоя и Тимана, следует отметить несомненно крупные успехи в изучении этих отложений. Однако еще очень многие вопросы стратиграфии остаются спорными и нерешенными. Это касается прежде всего границ между системами: нижняя граница ордовика, границы между ордовиком и силуром и между силуром и девоном далеко не одинаково проводятся разными исследователями.

Вопрос о нижней границе ордовика и о событиях, ознаменовавших начало этого периода, как правильно замечает В. В. Маркин, тесно связан с выяснением возраста тельпосской и синхроничных ей минисейской и обеизской свит и с определением границ тремадокского яруса и его принадлежности к кембрию или ордовикю.

Естественной нижней границей ордовика на Урале является, по-видимому, эпоха проявления позднебайкальской (салаирской) складчатости, отмеченной несогласным залеганием тельпосской свиты на подстилающих более древних слоях и базальными конгломератами в ее основании. Это точка зрения большинства исследователей.

Некоторые исследователи считают, что перерыв в осадконакоплении между кембрием и ордовиком следует рассматривать как местное явление, как исключение из общего правила, а не как характерную для данного периода особенность. Появление стратиграфического несогласия, базальных конгломератов и следов перерыва, обусловленного салаирской складчатостью, некоторые относят к границе между средним и верхним кембрием и считают, что нижняя граница ордовика на Урале занижена. Для разрешения этих противоречий большое значение имеет детальное изучение родов биллингселла и ангарелла и точное определение их стратиграфического распространения. Вообще одна из первоочередных задач в изучении ордовика — пересмотр брахиопод, а также тщательные сборы разных групп фауны для возможно более полной и всесторонней фаунистической характеристики ярусов. Границы между ними далеко не всегда ясны и требуют уточнения.

Верхняя граница ордовика, по-видимому, отмечена местами перерывом в осадконакоплении. Но угловых несогласий между ордовиком и силуром нигде не отмечено. Положение верхней границы ордовика также требует уточнения. Вопрос о выделении на Урале ашгилия также пока еще не получил своего окончательного решения. Вопрос о верхней границе силура тоже нельзя считать решенным. Он тесно связан с вопросом о распространении нижнедевонских отложений на западном склоне Урала и о времени и месте проявления тех поднятий, которые обусловили регрессию моря в начале девонского периода. Эти поднятия считаются проявлением тектонических движений эрийской фазы.

Из приведенных выше описаний можно видеть, что в большинстве разрезов верхнелудловский ярус представлен неполно или даже совершенно выпадает. Лишь в немногих районах сохранился овинпармский

горизонт, установленный А. И. Першиной в гряде Чернышева, где он покрывает известняки гребенского горизонта. Часто на известняки гребенского горизонта или даже непосредственно на нижний лудловложатся такатинские песчаники. В северной части гряды Чернышева отмечается непосредственное налегание нижефранских известняков на верхнелудловские слои. С другой стороны, есть районы, где сохранился нижний девон в известняковых фациях, как например, в бассейне Верхней Печоры, в верховьях рек Кожима и Лемвы, частью в области Средней Печоры. Эти участки наиболее интересны для определения положения верхней границы силура, который связывается постепенными переходами с девоном.

Всестороннее монографическое изучение всех групп фаун верхнелудлова и низов девона является первоочередной задачей биостратиграфов. Наблюдаемое выпадение из разрезов верхней части силура и частично нижнего девона свидетельствует, по-видимому, о различной амплитуде поднятий, происходивших после отложения силурийских осадков. В этом отношении интересны предположения о наличии известной закономерности в распределении областей преимущественного поднятия, приуроченных к древним структурам северо-западного простирания. Проверить и конкретно проследить на обширной площади проявление этой закономерности было бы весьма желательно.

С палеогеографической точки зрения необходимо решить вопрос о времени проявления поднятий эрийской фазы — произошли ли они в конце силура или в основном на границе нижнего и среднего девона.

Можно думать, что нижнедевонское море занимало большую площадь в западной части Уральской геосинклинали. В связи с поднятиями, происходившими главным образом в конце нижнего девона, значительная часть нижнедевонских осадков была размыва, так же как и подстилающие их верхнесилурийские отложения.

Для решения всех вышеуказанных стратиграфических вопросов необходимо в первую очередь продолжить детальное изучение местных разрезов и послонные сборы фауны и монографически изучать все ее группы. Для решения многих вопросов стратиграфии большое значение может иметь определение абсолютного возраста пород радиоактивным методом. В этом отношении также несомненный интерес представляет и палеомагнитный метод (Комаров, 1957, 1958).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ

История исследования девона Северного края начинается с изучения нефтеносных пород Тимана в бассейне р. Ухты. На р. Ухте производилось довольно детальное изучение девона; в то же время на Северном Урале и Пай-Хое отложения данной системы были едва охарактеризованы.

Наиболее древний период исследований охватывает эпоху (А. Keyserling, 1846; Гофман, 1856), когда на Тимане был уже установлен возраст нефтеносных свит, а исследователи Северного Урала, выделив каменноугольные отложения, еще не упоминают о девонских.

Затем следует очень важный период работ Ф. Н. Чернышева (1890) на Тимане и Е. С. Федорова (1898) на Северном Урале. Этими исследователями, несмотря на некоторые ошибочные построения и выводы, были поставлены основные вехи, позволяющие вести дальнейшую разработку вопросов, связанных с изучением стратиграфии девона северных районов Европейской части СССР.

В результате экспедиций 1889 и 1890 гг. Ф. Н. Чернышевым были собраны на Тимане обширные материалы, которые, к сожалению, не подверглись окончательной обработке. На основании находки *Spirifer ex gr. anossofi* Vегп. в наддоманиковых слоях Ухты Ф. Н. Чернышев неправильно отнес их и все нижележащие горизонты (доманик и поддоманиковую толщу) к среднему девону. Схема Ф. Н. Чернышева принималась без существенных изменений до 1923 г. и детализировалась многими исследователями Тимана, из которых особенно важны работы Н. Н. Яковлева (1910), А. Н. Замятина (1911б), С. В. Обручева (1928).

В 1923 г. была опубликована работа Д. В. Наливкина «О геологическом строении Ухтинского района», которой были внесены существенные изменения в стратиграфическую схему Ф. Н. Чернышева. На основании изучения фауны брахиопод Д. В. Наливкин причислил к верхнему девону слой со *Spirifer ex gr. anossofi* Vегп. и нижележащие доманиковую и поддоманиковую свиты. В дальнейшем схема Д. В. Наливкина была принята Е. Д. Шлыгиным (1930) для района рек Ухты. Ижмы и Цильмы и Н. Н. Тихоновичем (1930) для Южного и Среднего Тимана. Сводный очерк геологии Тимана был составлен С. Н. Волковым и Н. В. Яцюк (1937а).

В дальнейшем стратиграфия тиманского девона была значительно разработана и уточнена. По Северному Тиману большое значение имеют работы В. П. Бархатовой (1941а, б) и Л. С. Коссового. Своеобразные девонские угли Северного Тимана были описаны в работах В. П. Бархатовой и А. Е. Первухиной (1940а).

По Среднему Тиману опубликована большая работа А. А. Малахова (1940б) и ценная работа С. В. Тихомирова (1948).

Девон Джеджим-Пармы описан Б. Милорадовичем (1938), Л. И. Константиновой и позже Н. Г. Чочиа (1955). Схема разреза девона Тимана помещена Д. В. Наливкиным в «Атласе руководящих форм ископаемых фаун СССР. Девонская система».

Н. Н. Тихоновичем была разработана стратиграфия девона Южного Тимана и дано освещение его геологического строения в ряде работ. Значительная роль в изучении стратиграфии и геологии Южного Тимана принадлежит А. Н. Розанову. Самые последние и детальные данные получены ухтинскими геологами: В. А. Калюжным, К. П. Ивановой, З. И. Цзю, В. А. Левченко, Л. В. Добротворской, А. М. Назаренко, Ф. Ф. Патрикеевым и др.

В 1955—1958 гг. по девону Южного Тимана опубликованы работы М. И. Нефедовой, О. А. Солнцева и Т. И. Кушнаревой, В. А. Калюжного, А. И. Ляшенко и П. А. Туманова, А. Я. Кремса, С. Ф. Здорова и А. И. Иванова (по Джеболу), Л. С. Петрова, В. А. Разницына (о границе девона и карбона), И. А. Войтович (споры) и др.

Девон Елмач-Пармы изучался Н. Н. Ростовцевым и позже Н. Г. Чочиа. По п-ову Канин последние работы принадлежат Е. М. Люткевичу (1948б, 1953а).

Девонские отложения на Северном Урале установлены Е. С. Федоровым в 1889 г. Они были разделены им на три отдела и прослежены по всему западному склону. После исследований Е. С. Федорова следует продолжительный перерыв в изучении девонских отложений Северного Урала.

С 1923 г. начинаются и постепенно развиваются систематические исследования Печорского Урала и Пай-Хоя, в результате которых была разработана стратиграфия девонских отложений. Для бассейна Верхней и Средней Печоры с ее притоками Илычом, Подчеремом и Щуголом особенное значение имеют работы А. А. Чернова (1927—1940 гг.) и его сотрудников, В. А. Варсанофьевой (1933—1940 гг.), Т. А. Добро-

любовой (1935), Н. Н. Иорданского (1933а) и Е. Д. Сошкиной (1932, 1936). В последнее время разрезы девона по Подчерему и Щугору изучались А. И. Першиной (1956—1958 гг.).

Девонские отложения Полярного Урала и Большеземельской тундры изучались многими геологами. Среди них следует назвать в первую очередь А. В. Журавского, собравшего на р. Большой Сыни до сих пор непревзойденные коллекции, и затем Н. А. Кулика, изучившего девон по р. Адзье. Следует упомянуть о работах А. А. Чернова (19276) в бассейне р. Большой Сыни и позднее А. И. Першиной (1957а), Н. Н. Иорданского и Г. А. Чернова (1933в) в верховьях рек Воркуты и Усы и Т. Н. Пономарева (1929) в бассейнах рек Большой Инты и Харуты. Сводные очерки были составлены А. А. Черновым в 1931 г., С. Н. Волковым (19376, 1938) и К. Г. Войновским-Кригер (1945).

Изучение девонских отложений Пай-Хоя началось только в тридцатые годы. Первыми были работы экспедиции, руководимой А. А. Черновым (1935, 1936а, б; 1937), Г. А. Чернова (1936), Е. А. Шебаровой (1936). К этому же времени относятся работы Е. А. Кузнецова и К. И. Асташенко (1938) и П. В. Виттенбурга (1940). В 1937 г. здесь работала экспедиция Арктического института ГУСМП, руководимая Н. А. Куликом, впервые посетившим Югорский полуостров еще в 1914 г. Из трудов этой экспедиции опубликованы интересные работы А. К. Крыловой (1940а, 1940б), в которых дается наиболее полное описание девонских отложений Юго-Западного Пай-Хоя и, в частности, нижнедевонских известняков герцинского типа.

Сводные очерки по геологии Пай-Хоя были составлены С. Н. Волковым (1938, 1944). Новые данные по стратиграфии девона бассейна р. Кары получены в результате работ Б. Я. Осадчева (1951б). Наконец, из последних сводок по геологии Пай-Хоя должна быть отмечена работа А. И. Ивановой, В. И. Устрицкого и Ю. Я. Молдаванцева (1957).

Что касается островов, прилегающих к побережью Печорского моря, то первые сведения о присутствии верхнего девона на Матвеевом острове принадлежат Ф. Н. Чернышеву. В 1930 г. Н. А. Кулик доставил девонские окаменелости с островов Долгого, Большой и Малый Зеленец, обработанные Д. В. Наливкиным. В 1940 г. подробное описание девона о-ва Большой Зеленец и района Синькина Носа было составлено Г. А. Черновым (1944в, 1945), собравшим здесь богатую и разнообразную фауну. Материалы и сборы Н. А. Кулика легли в основу описания девонских отложений этого района.

Девонские отложения Онежско-Беломорского края изучались главным образом за последнее десятилетие в связи с гидрогеологическими работами, исследованием угленосных толщ и других полезных ископаемых Н. И. Толстихиным (1924), М. А. Лавровой (1931), Э. А. Кальберг (1948) и др.

Дальнейшее изучение девона Севера диктуется возможностью расширения площадей распространения нефтеносных пород Южного Тимана и появлением выходов нефти в районе левобережья р. Печоры (р. Малая Кожва). Возможна нефтеносность всего западного склона Северного и Полярного Урала и Пай-Хоя.

В заключение обзора исследований необходимо отметить два важных факта.

Первое — это громадные достижения советских геологов в области стратиграфии. Без преувеличения можно сказать, что вся современная стратиграфия девона Северного края — дело рук советских стратиграфов. Особенно много сделано в познании девона Тимана. Разрезы Тимана являются сейчас одними из наиболее детально изученных и

разработанных в СССР и за рубежом. Большое значение они приобрели для расшифровки разрезов буровых скважин на нефть в пределах Волго-Уральской области и сопоставления разрезов Урала и центральных областей.

Результаты выдающихся работ Ф. Н. Чернышева и геологов, придерживающихся его точки зрения, были, безусловно, значительны. Тем не менее они полностью изменены, переработаны и дополнены советскими стратиграфами и сейчас имеют только историческое значение.

Стратиграфия девона Северного и Полярного Урала и Пай-Хоя разработана менее полно и детально, чем на Тимане. Несмотря на это, и в этой области достигнуты существенные успехи и составлены многочисленные хорошо обоснованные разрезы. По сравнению с тем, что было известно до Великой Октябрьской социалистической революции, работы советских уральских геологов представляют гигантский шаг вперед.

Второе — это отставание палеонтологии. Палеонтологические работы по девонской фауне Севера, безусловно, слабое место. При определении фауны все еще приходится пользоваться монографиями А. Кейзерлинга и Е. Вернейля и известными работами Ф. Н. Чернышева, А. Н. Замятина, П. Н. Венюкова, Е. Гольцапфеля. Исключение представляют лишь строматопороидеи девона Тимана и Печорского края, которые описаны в монографиях В. Н. Рябинина (1932, 1939, 1955).

Ряд руководящих форм из различных групп фаун описан в «Атласе руководящих форм ископаемых фаун СССР. Девонская система», в частности новые виды брахиопод, выделенные Б. П. Марковским и Д. В. Наливкиным. Некоторые пелелиподы описаны Д. В. Наливкиным, эстери — Е. М. Люткевичем. Брахиоподы нефтеносной свиты Тимана монографически изучаются А. И. Ляшенко. Брахиоподы девона Троицко-Печорского района описаны в монографии М. И. Нефедовой (1955). Д. В. Наливкин заканчивает монографию по брахиоподам девона Арктики, заключающую описание некоторых новых видов из девона Севера Русской платформы. Но этих работ недостаточно. Палеонтологические работы по девону севера Европейской части СССР и особенно Тимана должны проводиться в значительно больших масштабах.

В данной статье принята следующая терминология при подразделении системы.

Отделы. Во всех областях развития девонских отложений принято обычное подразделение их на три отдела.

Ярусы. На Северном и Полярном Урале и Пай-Хое выделяются шесть ярусов, в их обычном понимании. Как это часто бывает на Урале, обособление жединского и кобленцкого ярусов удается сделать далеко не везде. Далее на запад развиты только верхние три яруса, в их обычном понимании. Там, где значительные части разреза состоят из континентальных отложений, точное обособление ярусов вызывает большие затруднения и нередко их расчленение невозможно. В последнем случае разрезы подразделяются на слои и свиты без отнесения их к определенным ярусам.

Свиты, слои, горизонты и толщи. Там, где ярус удается подразделить на более дробные части, для них употребляются термины «слои» и «свита», в одинаковом понимании. Слой и свиты в свою очередь подразделяются на горизонты и зоны. Там, где взаимоотношения изучаемых частей разреза с ярусами не удается установить точно, эти

части называются толщами. Поэтому толща может включать в себя части двух ярусов или только часть одного яруса.

В девонском томе «Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Девонская система» Д. В. Наливкиным (1947) принято подразделение фаменского, франского и живетского ярусов на верхнефаменские, нижнефаменские, верхнефранские и нижнефранские, верхнеживетские и нижнеживетские слои. В настоящее время он считает более правильным называть эти подразделения подъярусами, оставив слои для более мелких подразделений.

Выяснилась также рациональность подразделения франского яруса не на два, а на три подъяруса (табл. 7). Здесь же дано распределение слоев для фаменского и живетского ярусов.

Из особенностей трактовки подразделений необходимо остановиться на двояком понимании термина «кубоидный горизонт», существующем в литературе по Тиману. В одних работах так называются слои, залегающие под домаником; в других — слои, лежащие под известняками со *Spirifer archiaci* — ижемской свитой нижнефаменского возраста. Изучение форм, называвшихся «*Rhynchonella cuboides*», из этих двух горизонтов показало, что они различны. Название *Hypothyridina (Rynchonella) cuboides* Sow. можно сохранить только за формами из верхнефранского подъяруса, как это делается на Урале. Формы из нижнего горизонта, относящегося к нижнефранскому подъярису, представляют уральскую форму, названную Б. П. Марковским *Hypothyridina calva* Mark. Исходя из этого, наиболее правильно вообще отказаться от применения названия «кубоидный горизонт», заменив его наименованием «саргаевские слои» (по унифицированной схеме 1951 г. для Волго-Уральской области) или «устьярегские слои» (по А. И. Ляшенко).

Границы. Нижняя граница на большей части территории развития девона совпадает с длительным перерывом, а на Тимане и с резкими угловыми несогласиями. Поэтому проведение ее в большинстве случаев затруднений не встречает. Несколькo спорным является вопрос о проведении нижней границы девона на юго-восточном склоне Тимана и в Юго-Восточном Притиманье, где распространен так называемый «ижма-омринский» комплекс (см. ниже). Большинство геологов склоняются к проведению нижней границы девона в кровле ижма-омринского комплекса, в верхней части которого за последнее время определена силурийская фауна.

На Урале и Пай-Хое силур постепенно переходит в девон и граница между ними проводится по фауне. Особенно это касается тех случаев, когда верхи силура и нижний девон выражены однородной толщей массивных известняков.

Верхняя граница носит различный характер. На северо-западе и западе верхний девон постепенно переходит в нижний карбон и даже на севере, где есть указание на выпадение фаменского яруса, тот и другой выражены почти неотличимыми немymi континентальными песчано-глинистыми толщами. Граница проводится с большой долей условности по изменениям минералогического и механического состава.

На большей части Тимана верхняя граница девона совпадает с перерывом и частичным или полным выпадением нижнего карбона и с небольшими угловыми несогласиями.

Нижнекаменноугольные отложения распространены в окраинной южной и юго-восточной зонах Притиманья. К северо-западу они выклиниваются (Солнцев и Кушнарeва, 1957).

В районах между Тиманом и Уралом, как, например, на Пай-Хое, о-вах Долгом и Зеленец, в Большеземельской тундре, турнейский ярус

Ярусы	Подъярусы	Слои			
		Северо-западные области	Центральные области	Ти	
		По унифицированной схеме 1951 г.		Расчленение ухтинских геологов (Л. В. Добротворская, В. А. Калужный, К. П. Иванова)	
Фаменский	Верхнефаменский	Надбиловские Биловские	Данково-лебедянские (включая озерско-хованские)	Аналоги данково-лебедянских слоев (юго-восточное Притиманье)	
	Нижнефаменский	Надчимаевские Чимаевские	• Елецкие Задонские	Ижемские	
Франский	Верхнефранский	Надсмотинско-ловатские Смотинско-ловатские Надснежские Снежские	Ливенские Евлановские Воронежские	Ухтинские Сирачойские Ветласянские	
	Среднефранский	Бурегские Ильменские Свинордские Верхнешелонские	Петинские Семилукские	Мендымские Доманиковские	
	Нижнефранский	Нижнешелонские Чудовские Псковские	Верхнешигровские	Саргаевские *	
		Снетогорские (?) Подснетогорские (включая ореджские)	Нижнешигровские	Кыновские Пашийские	
Живетский	Верхнеживетский	Тартусские (лужские слои) Наровские	Старооскольские	Чибьюские слои **	Надчибьюские (по Ивановой и Калужному)
	Нижнеживетский	Пярнуские	Мосоловские Пярнуские		Верхнечибьюские Нижнечибьюские
Эйфельский					

* На совещании в 1956 г. в г. Свердловске слои отнесены к среднефранскому

** В 1957 г. П. А. Туманов и А. И. Ляшенко для Верхне-Ижемского района выделают слои. Верхнечибьюские и нижнечибьюские слои отнесли к эйфельскому ярусу, разделив

Таблица 7

ман		Волго-Уральская область (по унифицированной схеме 1960 г.)	
По А. И. Ляшенко, 1956 г.		Биостратиграфическая зона	Горизонты
Верхнефаменские		<i>Climentia laevigata</i> Prolobites и <i>Liorhynchus ursus</i> Nal.	Данково-лебедянские (исключая аналоги озерско-хованских слоев)
Ижемские		<i>Heiloceras</i> , <i>Liorhynchus polonicus</i> Gurich., <i>Cyrtospirifer archiaci</i> Murch.	Елецкий Задонский
Устьухтинские Ухтинские Верхнесирачойские Нижнесирачойские		<i>Cricites expectatus</i> Wdkd и группа <i>Theodossia anossofi</i> Vern.	Ливенский Евлановский Воронежский
Ветласянские Лыайольские Доманиковские		<i>Manticoceras intumescens</i> Beyr., <i>Cyrtospirifer disjunctus</i> Sow., <i>Gephyroceras</i> .	Петинско-алатырский
Устьярские		<i>Cyrtospirifer disjunctus</i> Sow., <i>Gephyroceras uchtense</i> Keys.	Семилуцкий
		<i>Timanites acutus</i> Keys., <i>Ladogia meyendorfi</i> Vern., <i>Hypothyridina calva</i> Mark.	Саргаевский
Тиманская свита	Нефтьюльские: 1) верхний и нижний пестроцветные горизонты; 2) песчано-глинистый горизонт	<i>Koenenites naliokini</i> Ljasch., <i>Cyrtospirifer muchisonianus</i> Vern (non Kon.)	Кыновский Пашинский
Троицкие		<i>Agoniatites</i> и <i>Stringocephalus burtini</i> Deifr.	Муллинский Старооскольский
Тuffитовый горизонт Песчаный горизонт (III пласт)—для Ухтинского р-на			Воробьевский Черноярский Афонинский
		<i>Anarcestes</i> , <i>Stropheodonta uralensis</i> Vern., <i>Theodossia superba</i> Eichw., <i>Gypidula iodensis</i> Khod.	Мосоловский Морсовский Бийский Кальцевый
			Не установлены

подъярусу.

лили в верхнеживетском подъярусе троицкий горизонт, соответствующий надчибьюским их на 4 горизонта: омринский, кедровский, сойвинский и печорский (самый нижний).

частично или полностью выпадает и граница совпадает с перерывом, но без угловых несогласий (местами).

На Урале фаменский ярус постепенно переходит в турнейский и граница проводится по фауне. Заслуживает внимания предложение Н. П. Малаховой (1948) о проведении границы по изменению микрофауны, сделанное ею для Среднего Урала.

Местами и на Урале, на границе между девоном и карбоном, наблюдаются следы перерыва в виде конгломератов с галькой из фаменских известняков или прослоев мелкобрекчиевидных известняков.

Описание разрезов сопровождается литологической характеристикой, списками фауны, флоры и фациальных изменений, синхронизацией подразделений и указаниями на полезные ископаемые и приуроченность их к стратиграфическим подразделениям. Описание дается в следующем порядке: платформенные области, Тиман, п-ов Канин, Печорская гряда, Северный Урал, Полярный и Приполярный Урал, Пай-Хой, Большеземельская тундра и Островная зона.

ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На западной окраине Севера Русской платформы полоса девонских отложений окаймляет с юго-востока Онежское озеро и массив кристаллических пород Балтийского щита. Постепенно суживаясь к северо-востоку, она выклинивается у выступа Ветреного пояса, затем вновь появляется, образуя глубокий залив в область развития протерозойских пород по долине р. Иксы, и окончательно выклинивается близ Главной гряды Ветреного пояса. На северном его склоне девонские отложения, по-видимому, отсутствуют.

К юго-востоку от полосы распространения на поверхности девон развит (судя по редким скважинам) повсеместно. Залегание его непосредственно под четвертичными отложениями вне пределов этой полосы установлено бурением в древней долине р. Онеги на отрезке между деревнями Конево и Федово.

Все обнажения девонских пород расположены на восточном берегу Онежского озера — в обрывах Андомской горы и на Чижгорском Носу, а также в низовьях рек Мегры, Вытегры, Андомы, Нозреки, Самины, Куржексы и Хмелевицы. Здесь вскрываются лишь отдельные части общего разреза девона, полные же разрезы пройдены буровыми скважинами на ст. Коноша, в устье р. Воезерки (Няндомская скважина), на площади между Пудожским трактом и р. Кеной, а также в среднем течении р. Онеги, в области погружения Ветреного пояса под палеозойские отложения.

Девонские отложения описываемого района представлены франским ярусом. Существовавшее в недавнее время представление о наличии среднего девона в разрезах Коношской и Няндомской скважин в настоящее время признано ошибочным. В Коношском разрезе толща, первоначально условно отнесенная А. Н. Гейслером и Ц. Н. Питковской (1954 г.) к среднему девону, в настоящее время рассматривается ими (устное сообщение) как подснетогорский горизонт. Петрографический состав (глины и алевролиты) и мощность этих пород (24,5 м) вполне согласуются с таким представлением об их возрасте.

В разрезе Няндомской скважины верхняя часть толщи, принимавшейся ранее за средний девон (Бархатова, 1941а) на основании сходства с указанными породами Коношского разреза, отнесена к верхнему

девону, а подстилающие породы — к нижнему кембрию (Зоричева, 1952 г., 1954 г.).

Вопрос о наличии на рассматриваемой площади фаменского яруса (Петров, 1953 г.; Гейслер, 1954 г. и др.), также, очевидно, должен быть решен отрицательно. Встреченные в девонских отложениях органические остатки во всех случаях подтверждают франский возраст включающих их пород, а общая мощность девона не дает оснований выделять в верхней не охарактеризованной фауной части его разреза фамен.

Характерной особенностью девонских отложений окраинной части Северо-Запада Русской платформы является их терригенный состав. Морские и лагунные карбонатные породы, которыми представлена большая часть разреза франского яруса в более южных районах, замещаются здесь песчано-глинистыми породами.

Наряду с изменением фациального состава в северном и северо-западном направлениях наблюдается и сокращение мощности девонской толщи до полного ее выклинивания с приближением к кристаллическому массиву Балтийского щита.

Изменение мощности верхнего девона иллюстрируется следующими данными по скважинам:

Вологодская	540 м	Коневская	101 м
Коношская	252 "	№ 3 (Пудожский тракт)	103 "
Няндомская	186 "	№ 5 (Кенозерская)	96 "
Ошевенский погост	130 "	№ 26 (д. Шабеньга)	42 "
Марковская	124 "	№ 41 (д. Пустынька)	—

На северном склоне Ветреного пояса девонские отложения, как отмечалось выше, по-видимому, отсутствуют. Образования, развитые в нижнем течении р. Онеги, издавна датировавшиеся девоном, в последнее время были отнесены к нижнему кембрию: сначала только их нижняя, погребенная часть, — шабеньгская свита А. Г. Кондиайн, выделенная в 1951 г. (Зоричева, 1954 г.), а затем и залегающая выше, вскрывающаяся в обнажениях, тексинская свита (Н. А. Пахтусова, О. Н. Элькин и др., 1958 г.).

Однако находки переотложенных остатков девонских рыб в основании нижнекаменноугольной (?) толщи в обнажениях притоков рек Онеги, Мудьюги и Чуновой, а также находки единичных верхнедевонских спор в отложениях, условно отнесенных к этому возрасту, в разрезе Усть-Пинежской скважины и в обнажениях р. Лаи свидетельствуют о том, что девон, по-видимому, был развит и на этой площади. Не исключено, что где-нибудь в ее пределах осадки девона сохранились и до настоящего времени.

В разрезе **Коношской скважины**, пробуренной примерно в 200 км к северу от г. Вологды, мощность девона 252 м (интервал 507—759 м). Девон представлен здесь только отложениями **франского яруса**.

Нижнефранский подъярус общей мощностью 84 м (675—759 м) расчленен на горизонты.

В основании разреза к подснеготорскому горизонту условно отнесена толща тонкослоистых пестрых преимущественно лилово-красных глин, алевролитов и песчаников, с отпечатками корешков растений.

Залегающие выше отложения нижнефранского подъяруса, соответствующие нижней половине карбонатной толщи Главного девонского поля, представлены пачкой зеленовато-серых известковистых глин, включающих тонкие пропластки известняков и мергелей и более редкие прослойки слюдястых алевролитов. Пачка содержит богатую и раз-

нообразную фауну. Встречены руководящие формы, позволившие разбить характеризуемую толщу на снетогорский (*Estheria vulgaris* Lutk.), псковский (*Ladogia meyendorfi* Verh.) и чудовский (*Lamellispirifer muralis* Verh.) горизонты. Мощность их соответственно равна 6,5; 31,5 и 21,5 м.

Среднефранский подъярус (верхняя половина карбонатной толщи Главного девонского поля) представлен пестроокрашенными, преимущественно красноцветными глинами, обычно известковистыми, включающими прослойки известняков, алевролитов и алевролитов и тонкие пропластки, сложенные оолитами гидрогетита. Общая мощность 32,5 м.

Здесь также встречена разнообразная морская фауна, не дающая, однако, оснований для более дробного расчленения подъяруса.

Верхнефранский подъярус (верхняя пестроцветная толща) сложен чередующимися пестро- и яркоокрашенными глинами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Органические остатки встречены только в нижней части толщи: ихтиофауна — *Aspidosteus heckeri* Обг. (?), *Bothriolepis* sp., *Holoptychius* sp. и др., указывающие на франский его возраст, лингулы и остатки растений. Мощность толщи (135 м) дает возможность всю ее полностью относить к верхнефранскому подъярису, так как на р. Сяси отложения этого возраста имеют мощность не менее 150—160 м.

В разрезе Няндомской скважины мощность девона сокращается до 187,5 м (343,5—531 м). В основании толщи лежат те же пестрые глины с отпечатками корешков растений мощностью около 25 м, которыми представлен подснетогорский горизонт в Коношском разрезе (Зоричева, 1954 г.). Как и там, они подстилаются нижним кембрием. Выше, в интервале 343,5—506 м, залегает толща пестрых яркоокрашенных глин, переслаивающихся с песками и песчаниками, в нижней части с прослойками органогенно-обломочного известняка с морской фауной: *Lamellispirifer muralis* Verh., *Spirifer fimbriatus* Conr., *Anatrypa micans* Such., *Camarotoechia pskovensis* NaI. и др., указывающей на псковско-чудовский возраст включающих пород. Выше лежащая девонская толща общей мощностью около 94 м соответствует среднефранскому и, вероятно, неполному верхнефранскому подъярису.

Лучшие из обнажений девона известны на Андомской горе. Здесь на протяжении 5 км в отвесном береговом обрыве, достигающем высоты 40 м, девонские отложения представлены сложным комплексом пестроцветных песчано-глинистых образований общей мощностью около 120 м. Они находятся в резко нарушенном залегании, образуя ряд синклинальных и антиклинальных складок, осложненных разрывами и перемещениями по крутопадающим плоскостям. Общая мощность их оценивается от 60 м (Бархатова, 1941а) до 120 м (Толстихина, 1947 г.).

В составе девона Андомской горы М. М. Толстихина выделяет три свиты (снизу вверх):

1. Песчаниково-глинистая свита, сложенная слабо сцементированными песчаниками, переслаивающимися с неслоистыми и тонкогоризонтально-слоистыми глинами, окрашенными в красно-бурый и коричнево-шоколадный цвет. Мощность около 25 м.

2. Глинисто-песчаная пестроцветная свита, представленная неслоистыми и слоистыми глинами, чередующимися с горизонтально-слоистыми тонкозернистыми песками и алевролитами и с косослоистыми мелко- и среднезернистыми песками. В верхней части свиты появляются гравийные пески, а иногда мелкогалечные конгломераты со скелетными остатками панцирных рыб, и несколько прослов «рыбной брекчии». Нижний из них лежит на 15—20 м выше контакта с первой свитой. Верхний залегает в кровле свиты. Окраска пород яркая и пестрая, преобладает красная разных оттенков. Мощность свиты 60—65 м.

3. Песчаная свита, состоящая из однородных кварцевых большей частью среднезернистых песков и реже слабо сцементированных песчаников. Нижняя часть свиты

окрашена в розоватый, голубоватый, сиреневый и лимонно-желтый цвет, верхняя — в красный и оранжевый, со своеобразным рисунком окраски вторичного происхождения. Мощность свиты 25—30 м.

Ихтиофауна из нижних прослоев «рыбной брекчии»: *Bothriolepis panderi* L a h., *Holoptychius* sp., *Eustenopteron* sp., *Psammosteus meandrinus* A g a s s., *P. weberi* (O b r.) и др., а также определенные Б. В. Наливкиным из сборов В. М. Амалицкого пелециподы: *Avicula (Schelonia) alula* E i c h w. var. *minima* B. N a l., *A. (Leptodesma)* sp. и *Schizodus devonicus* V e r n., характерные для чудовского горизонта (Петров, 1956), позволяют отнести вторую свиту к горизонтам верхнего девона от снеогорского или низов псковского до чудовского (включая нижнешелонский).

Вскрытая мощность пород, подстилающих нижний прослой с *Psammosteus weberi*, датирующийся как снеогорский или низы псковского горизонта, составляет около 40 м. Это не превышает суммарной мощности подснеогорского и снеогорского горизонтов в более южных районах. С другой стороны, мощность верхней свиты, залегающей, как видно из изложенного, выше отложений чудовского горизонта, не только не превосходит, но даже не достигает мощности среднефранских осадков в ближайшем разрезе девона в Подпорожье (Гонгинская скважина), где она равна 80 м.

Приведенные данные позволяют сопоставлять весь разрез Андомской горы с ниже- и (частью) среднефранским подъярусами.

Девонские породы, вскрывающиеся под нижним карбоном в обнажениях несколько восточнее, в низовьях рек, впадающих в Онежское озеро (нозрекская свита В. П. Бархатовой), залегают (насколько можно судить, сопоставляя обнажения с разрезами ближайших скважин), непосредственно над девонской толщей Андомской горы. Такое положение в разрезе определяет их среднефранский, а может быть, и верхнефранский возраст, так как мощность их измеряется максимально несколькими десятками метров, в то время как мощность верхнефранского подъяруса в ближайшем полном разрезе — на р. Сяси — равна не менее 150 м.

Девон представлен здесь ярко- и пестроокрашенными песчаными и алевроитовыми глинами, переслаивающимися с мелкозернистыми слюдистыми песками и песчаниками.

В среднем течении р. Онеги, в области подземного погружения массива Ветреного пояса, девонская толща пересечена многочисленными скважинами. Девонские отложения залегают здесь то на кембрии, то на протерозое. Они представлены линзовидно переслаивающимися пестроцветными слюдистыми глинами, алевроитами, алевролитами, песками и песчаниками преобладающей красной окраски.

Встречаются подчиненные прослои «рыбной брекчии», из которых определены: *Holoptychius* sp., *Coccosteus* sp., *Bothriolepis* sp. и др.

В тех разрезах, где девонские отложения непосредственно покрывают протерозой, в основании девона залегает конгломерат, состоящий из галек и обломков аргиллитов, алевролитов и кварца, сцементированных глинистым или гипсово-карбонатным цементом.

Мощность девона возрастает в юго-восточном направлении в сторону общего регионального погружения, достигая в пределах исследованного участка 80 м, и резко уменьшаясь, до полного выклинивания, на выступах кристаллического фундамента.

В алевроитовых тонкослоистых глинах на этом участке были обнаружены споры (определения Е. К. Фандерфлит) *Archaeotriletes fidus* N a u t. и *A. crassus* N a u t., являющиеся руководящими формами для всего девона.

ЮЖНАЯ ОКРАИНА СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Вологодская скважина. Вологодская скважина вскрыла значительную толщу морских отложений мощностью 140 м. Эта толща включает в себя не только нижнефранский подъярус с псковской и чудовской фаунами, но и среднефранский подъярус с семилукской фауной. Разрез Вологодской скважины имеет следующую последовательность.

Нижний карбон. 1. Окский подъярус (671—714 м). Коричнево-серые доломитизированные известняки, участками огипсованные; мощность 18 м. Песчаник голубовато-серый глинистый, огипсованный; мощность 25 м.

Фаменский ярус. 2. Верхнефаменский подъярус (714—787 м). Озерско-хованские слои (сверху вниз):

а) чередующиеся доломиты буровато-серого цвета и мергели с углистыми прослоями и кремнями. Обильные остракоды: *Healdinella* sp., *Coeloenella* sp., *Famenella* sp. Мощность 6 м;

б) доломитизированный мергель с прослоями гипса и ангидрита с углистыми прослоями и примазками. В нижней части прослой брекчиевидных доломитов, гипса и ангидрита. Мощность 30 м (720—750 м);

в) известняк доломитизированный зеленовато-серый органогенный, кавернозный с прослоями мергеля и алевролита. Мощность 37 м (750—787 м).

В интервале 787—1024 м залегает верхняя красноцветная толща.

3. Нижнефаменский подъярус (787—850 м). Пестроцветные и красноцветные глины, алевроиты и песчаники, чередующиеся с зеленовато-серыми глинистыми известняками и глинами.

4. Верхнефранский подъярус (850—1024 м). Многократное чередование сверху — известково-глинистых пород, глин, доломитов, мергелей, известняков, зеленовато-серых; внизу — песчано-алевритистых глин, песчаников, алевроитов зеленовато-серых и пестроцветных. Фауна только в нижней части (начиная с глубины 916 м) лагунного типа: *Lingula*, *Ostracoda*, *Crinoidea*, рыбы.

5. Среднефранский подъярус (1024—1080 м). Темно-серые известняки и глины (1024—1052 м) с бедной и своеобразной фауной¹ с *Adolfia* ex gr. *bifida* Roem., аналоги ветласянской свиты. Зеленовато-серые известняки (1052—1080 м) с типичной семилукской фауной с *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., *Chonetipustula petini* NaI. В основании лежат белые кварцевые песчаники и красные оолитовые шамозитовые породы.

6. Нижнефранский подъярус (1080—1154,5 м). Зеленовато-серые известняки (1080—1135 м), сверху содержащие чудовскую фауну с *Chonetes setiger* Hall., внизу (1107—1135 м) с псковской фауной с *Ladogia meyenendorfi* Verp. Темно-серые глины и алевроиты (1135—1154,5 м) без фауны. В основании (1149—1154,5 м) лежит пласт белого кварцевого песчаника.

7. Верхнеживетский подъярус (1154,5—1257 м). Алевроиты, песчаники, пески и пестроцветные глины. Фауна нехарактерная, только на глубине 1200 м встречены *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Spirorbis omphalodes* Goldf., *Naticopsis* sp., *Tentaculites* sp. Определение возраста условно.

8. Доломитовая толща (1257—1509 м). Серые и коричневатые искристые доломиты и доломитизированные известняки с прослоями песчаников, пестроцветных глин и ангидрита. На глубине 1302 м в сером искристом доломите встречена маленькая нехарактерная *Camartoechia* sp. (?), напоминающая *Camartoechia* ex gr. *livonica* Buch. В основании (1462—1509 м) лежит мощная пачка белых и светло-серых песков и песчаников (аналог пярнуских слоев).

Возраст доломитовой толщи неясен. Наиболее вероятно, что она принадлежит живетскому ярусу и сопоставляется с наровскими слоями.

В ордовике (1509—1702 м) на глубине 1527—1552 м в темно-серых глинах и глинистых известняках найдены граптолиты.

Солигаличская скважина. К юго-востоку от Вологодской скважины расположены Солигаличская и Котельничская глубокие скважины. Они лежат вне пределов Северного края, но вблизи от его границы и имеют большое значение для познания строения его юго-западной части.

¹ Все определения Б. П. Марковского.

Разрез Солигаличской скважины имеет следующую последовательность.

1. **Фаменский ярус.** Данково-лебедевские слои (764—913 м):
 - а) доломиты желтовато-серые и бурые с прослоями ангидрита, мощность 117 м;
 - б) глины зеленовато-серые с прослоями алевролита, с растительными остатками и косточками рыб, мощность 32 м;
 Задонско-елецкие слои (913—952 м). Глины доломитизированные зеленовато-серые микрослоистые с гнездами ангидрита, с косточками рыб и редкими лингулами, мощность 39 м.
2. Верхнефранский подъярус (952—1018 м). Глины и песчаники с *Lingula* sp.
3. Среднефранский подъярус (1015—1063 м). Зеленоватые и серые глины и известняки сверху с *Adolfia* ex gr. *bifida* Roem., внизу с типичной семилукской фауной *Cyrtospirifer disjunctus* Sow.
4. Нижнефранский подъярус. Этот подъярус имеет тиманский тип, здесь выделяются две свиты:
 - а) верхняя свита (1063—1136 м), аналогичная устьярегской свите (саргаевским слоям) Тимана, содержит фауну с *Ladogia meendorfi* Verp. псковского облика;
 - б) нижняя свита (1136—1142 м), аналогичная пестроцветному горизонту нефтьюльской свите (кыновским слоям); состоит из пестроцветных глин с характерной фауной с *Uchtospirifer*.
 Все определения А. И. Ляшенко.

Ниже (1142—1486 м) идут песчаники, местами с прослоями глин, условно относимые к основанию франского яруса.
5. **Живетский ярус.** (1486—1625 м). Толща песчаников с небольшими прослоями глин и доломитов. На глубине 1451 м Е. М. Люткевичем определены живетские эстери — *Estheria pogrebowi* Lutk. и *Estheria* sp. nov.

На интервале 1624—1630 м вскрыты базальты, ниже (1630—1692 м) белые и розоватые песчаники и красноцветные глины.

На Среднем Тимане базальты непосредственно покрываются или сменяются по простиранию слоями с *Uchtospirifer*, *Cyrtospirifer* ex gr. *murchisonianus*. В Солигаличе они отделены от них промежуток в 500 м и залегают под слоями с живетской эстериновой фауной.

Котельническая скважина. Отбивка горизонтов произведена Л. М. Биринной, определение фауны А. И. Ляшенко. Разрез по скважине следующий.

Турнейский ярус отсутствует.

1. Верхнефаменский подъярус (1439—1596 м). Верхние горизонты, соответствующие озерско-хованским слоям, отсутствуют. Нижние горизонты, аналоги данково-лебедевских слоев, представлены лагунными отложениями; морская фауна отсутствует. Доломиты и ангидриты с прослоями глин, с пеллециподами и рыбами.
2. Нижнефаменский подъярус (1596—1637 м). Этот подъярус является аналогом задонско-елецких слоев. Доломиты и ангидриты с прослоями глин.
3. Верхнефранский подъярус (1637—1731 м). Вверху морские и лагуные отложения, внизу только морские.

Аналоги евлановско-ливленских слоев (1637—1686 м) сложены известняками и доломитизированными известняками с прослоями ангидритов и песчаных глин. Фауна бедная *Theodossia* sp.

Нижняя часть подъяруса (1686—1731 м) относится Л. М. Биринной к воронежским слоям и состоит из чередования пачек известняков и глин с *Theodossia tanaica* Nal. А. И. Ляшенко в их нижней части найдена своеобразная фауна с *Theodossia uchtensis* Nal., *Adolfia krestovnikovi* Ljash. и гастроподами, характерная для верхней части сирачойской свиты Тимана, что указывает на присутствие здесь слоев, более древних, чем воронежские.

4. Среднефранский подъярус (1731—1807 м). Известняки, сверху массивные коралловые, внизу слоистые с прослоями черных углистых глин. Верхние горизонты содержат типичную семилукскую фауну с *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., ниже — фауну свибордского или рудкинского типа с *Cyrtospirifer schelonicus* Nal.
5. Нижнефранский подъярус. Состоит из двух частей. Верхняя часть сопоставляется Л. М. Биринной с верхнешигровскими слоями, но более близка устьярегской свите (саргаевским слоям) Тимана. Это известняки, сверху более чистые, внизу глинистые, с прослоями глин. Верхние горизонты (1807—1842 м) содержат нехарактерную фауну, нижние (1842—1889 м) — фауну псковского типа с *Ladogia meendorfi* Verp., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll.

Нижняя часть (1889—1892 м) сложена алевролитами и глинистыми песчаниками и содержит нефтьюльскую (кыновскую) фауну с *Uchtospirifer*.

6. Кристаллический фундамент (1892—1920 м). Метаморфические сланцы.

Разрез Котельничской скважины интересен большим сходством с разрезом Южного Тимана, отличается только отсутствием морских фаций в фаменском ярусе. Интересно отсутствие нижнего палеозоя, указывающее на поднятия в девонском рельефе по сравнению с районами Вологды и Валдая.

Не меньшим сходством обладают разрезы Солигаличской и Вожгальской скважин. Это указывает на то, что верхнедевонское море, располагавшееся в южной части Северного края, являлось непосредственным продолжением Тиманского моря.

К северу от г. Котельнича отложения девона сильно сокращаются в мощности за счет постепенного выпадения из разреза всего фаменского яруса и верхней части франского. Это установлено Опаринской опорной скважиной, где девон имеет мощность 257 м и представлен следующим разрезом.

1. Воронежские слои (1675—1715 м). Залегают непосредственно под отложениями яснополянского яруса. Зеленовато-серые глины с прослоями известняков и конгломератов, содержащих морскую фауну *Theodossia tanaica* Na l., *Theodossia cf. uchtensis* Na l., *Atrypa poljanica* Ljasch.

2. Среднефранский подъярус (1715—1820 м). В верхней части переслаивающиеся известняки и серые и зеленоватые алевролиты и глины; в нижней части — мергели и глинистые известняки с прослоями глин с семилукской фауной: *Chonetes* ex gr. *semilukianus*, *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., *Atrypa semilukianus* Ljasch., и др. Ниже залегают глины с прослоями известняков и битуминозных сланцев с фауной свинордского или рудкинского типа с *Cyrtospirifer schelonicus* Na l.

3. Нижнефранский подъярус (1847—1932 м) имеет ту же мощность, что и в Котельниче. Верхняя часть — известняки и глины, содержащие *Camarotoechia galinae* Ljasch., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll. и др. Сопоставляется с верхнешигровскими слоями. Нижняя часть — зеленовато-серые глины и алевролиты с песчаником в основании, заключающим конкреции сидерита; по комплексу спор относится к нижнешигровским слоям. Эти глины здесь залегают на плотных аргиллитоподобных глинах нижнего кембрия.

К северу от Опаринского разреза морские карбонатные отложения девона замещаются (сокращаясь в мощности) песчано-глинистыми прибрежно-континентальными образованиями.

Разрез их вскрыт Котласской опорной скважиной. Девон в этом разрезе выделяется на глубине 1198—1065,5 м, мощностью 131—132 м (Зоричева, 1956). Нижняя граница его отчетливо определяется наложением белых кварцевых песков на красноцветные микрослоистые глины кембрия. Верхняя граница девона устанавливается палеонтологически: пестроцветные глины его кровли с остатками ихтиофауны покрываются доломитами с фораминиферами подольского яруса.

Нижняя, большая часть разреза (89 м) девонских отложений здесь сложена пестроцветными (вишнево-красными и зеленовато-серыми с лиловато-красными полосами и желто-зелеными пятнами) алевроитовыми глинами, чередующимися с светлоокрашенными песками и рыхлыми песчаниками, слагающими также и основание толщи. В кровле рассматриваемой толщи наблюдаются «каменистые» пестроцветные глины с тонкими корнеобразными прожилками, выполненными бурочерным железистым веществом. Охристо-бурые окислы железа здесь повсюду встречаются в виде стяжений в глинах и цементе песчаника.

Аналогичные породы описаны А. Н. Гейслером в разрезе Коношской опорной скважины на глубине 489—495 м и условно были отнесены к среднему девону. Из керна описанной части разреза Котласс-

ской скважины, однако, Г. П. Радченко были определены растительные остатки, такие как *Psilophyton Sibiricus* Z a l., указывающие на принадлежность этих отложений франскому ярусу (Зоричева и Питковская, 1956 г.).

На пестроцветные глины с растительными остатками налегает красновато-бурый сильнослюдистый песок с обломками глинистых пород и зубами и чешуями рыб, принадлежащих *Holoptychius* sp. Пески составляют основание пачки (1108—1065,5 м) мощностью 42,5 м, сложенной кирпично-красными с зеленовато-серыми пятнами глинами, содержащими прослой красно-бурых алевролитов и темно-красных песчаников, в которых также были найдены чешуи и мелкие обломки костей *Glyptolepis* sp.

Изучавшая девон Котласского разреза Л. М. Бирина к отложениям верхнедевонского подъяруса относит только верхнюю толщу в 42,5 м; нижняя толща З. П. Ивановой была выделена в верхний кембрий (П. И. Журавлева и С. И. Трубицин, 1955).

Судя по тому, что к северу от южных, стратиграфически более полных, разрезов постепенно выклиниваются более молодые горизонты девона, в Котласском разрезе песчано-глинистые образования должны принадлежать нижнефранскому и незначительной части среднефранского подъяруса, но никак не верхнефранскому подъярусу, как это считает Л. М. Бирина.

На огромном пространстве, расположенном к западу от Котласа до Вологды и Коноши, и далее на север, вплоть до побережья Белого моря, только одна скважина (среднее течение р. Северной Двины) вскрыла девон. В скважине Каменный Прилук на глубине 751,7—725,45 м пройдена пачка пестроцветных песчано-глинистых пород (мощность 26—27 м), подстилаемых заведомо нижнекембрийскими отложениями с остатками хитиновых оболочек червей *Sabellidites cambriensis* J a n. (Зоричева, 1956). Верхняя граница условна; она проводится с терригенными отложениями нижнего карбона по появлению в разрезе черного углистого аргиллита и прослоя желто-серого доломита, а также на основании появления в глинах большого количества минералов из группы каолинита в легкой фракции глин. В указанных условных границах девон здесь представлен пятнистоокрашенными алевритовыми глинами и алевролитами и кирпично-красными с серовато-голубыми и охристыми пятнами глинами. Вверху наблюдается прослой лилового кварцевого песчаника.

К востоку от Котласа в разрезе Яренской опорной скважины девон, как и нижний карбон, отсутствует.

Ближе к Тиману на его юго-западном погружении в бассейне р. Выми Большепорожская скважина вскрыла залегающую на метаморфических сланцах толщу зеленовато-серых тонкослоистых алевритистых и слюдистых глин, содержащих прослой песчаника и растительный шлам, мощностью около 200 м. Эти отложения долгое время многими геологами относились к угленосной свите нижнего карбона. Между тем В. П. Бархатова еще в 1953 г. высказывалась, предположительно, об их девонском возрасте. В 1954 г. А. И. Зоричевой в керне скважины были найдены брахиоподы, определенные Б. П. Марковским как *Atrypa* cf. *tenuisulcata* V e r n. и *A.* cf. *reticularis* L., что с несомненностью установило их девонский возраст.

Стратиграфически более полный разрез Юго-Западного Притиманья за последнее время изучен по материалам глубокого бурения в районе Аныба (Веселова и др., 1957 г.). Здесь мощность девона определяется от 194 до 215 м. Выделяются все подъярусы верхнего отдела

системы. Ниже приводится наиболее полный разрез, вскрытый скважиной 2-Р на левом берегу р. Вычегды.

Фаменский ярус (1220—1255 м). Известняки и доломиты с прослоями глин	35,0 м
Верхнефранский подъярус (1255—1305 м). Доломиты массивные, желтые, с красновато-лиловатыми пятнами	50,0 „
Среднефранский подъярус (1305—1340 м). Мендымские слои — доломиты светло-серые	17,5 „
Доманиковые слои — доломиты пестроокрашенные и известняки темно-серые с гипсом, ангидритом и пиритом	17,5 „
Нижнефранский подъярус (1340—1422 м). Кыновские (?) и саргаевские слои — глины зеленовато-серые карбонатные и сланцеватые переслаиваются с известняками с фауной <i>Atrypa velikaia</i> Na l., <i>Lamellispirifer novosibiricus</i> Toll, <i>Elytha fimbriata</i> Conrad.	41,5 „
Пашийские слои — чередования песчано-алевролитовых пород и глин	40,5 „

ТИМАН

Девонские отложения принимают широкое участие в строении Тиманского кряжа, резко доминируя здесь над осадками других систем. На 700-километровом протяжении этого кряжа можно наблюдать значительное разнообразие фациальных типов девонских отложений.

Еще Ф. Н. Чернышев (1890, 1891б) отмечал преимущественное развитие терригенных осадков в северной половине Тимана и преобладание известняков в его южной части.

Седиментация девонского периода на Тимане начиналась в условиях ингрессивного движения моря в область древнего кряжа, сложенного метаморфическими породами и обладавшего расчлененным рельефом. В период этой ингрессии, начавшейся в среднедевонскую эпоху, Тиман испытывал заметные колебания, отразившиеся в неравномерности мощностей отдельных горизонтов и в сменах мелководных осадков более глубоководными и наоборот. Эти движения сопровождались проявлениями вулканической деятельности, наиболее интенсивной на севере и постепенно ослабевавшей в южном направлении. На юго-востоке Тимана вулканогенные породы отсутствуют, а общая мощность девонских осадков уменьшается до 650—730 м в юго-западной части Верхне-Ижемского района, тогда как в Ухтинском районе общая мощность девона составляет 1100—1300 м. На восток-юго-восток мощность девонских отложений снова несколько увеличивается до 800—1000 м.

Южнее, в восточной части, происходит выклинивание фаменских осадков; в связи с этим мощности девона сильно уменьшаются и в районе Джеболской структуры доходят до 330 м (франский ярус верхнего девона + чибьюские слои среднего девона).

В крайней юго-западной части Верхне-Ижемского района в районе сел Ежвадор и Переволок отсутствуют среднедевонские отложения и нижняя часть верхнего девона; мощность девона сокращается до 550—350 м.

Северная оконечность Тимана в районе Чешской губы в начале франского века опускалась весьма быстро, что имело своим следствием большое увеличение здесь мощности верхнедевонских отложений (свыше 1000 м) и многократность вулканических излияний.

Девонские отложения на Северном Тимане выступают в виде двух гряд, расположенных по крыльям Тиманского Камня: Косминском Камне на западе и Чайцынском на востоке. Южнее эти две полосы девона сливаются в сплошное поле вследствие погружения сланцев Тиманского Камня.

На Среднем Тимане они образуют северо-восточный склон кряжа с общим пологим падением, усложненным вторичной складчатостью и

сбросами. В этой складчатости участвуют также каменноугольные и пермские отложения.

На юго-западном склоне Среднего Тимана расположена крупная структура Четласского Камня. К югу от нее, в бассейне р. Выми, девон погружен на большую глубину и выступает лишь узкой полосой в верховьях р. Выми.

На Южном Тимане им образована крупная структура, прослеживающаяся на протяжении около 300 км от с. Усть-Сюзьского (Аким) на р. Ижме до верховьев р. Вычегды. Эта структура образует два главных поднятия — Ухтинское и Ижма-Сойвинское — и ряд более мелких складок. Кроме этих складок, девонские отложения на Южном Тимане выступают по северо-восточному склону гряды сланцев Оч-Парма, затем в Джеджим-Парма.

Порайонное описание девонских отложений Тимана начнем с южной его половины, как лучше изученной и содержащей более полные разрезы.

1. УХТИНСКИЙ РАЙОН¹

Девонские отложения в Ухтинском районе образуют обширную брахиантиклинальную складку. Лучшие разрезы наблюдаются на северо-восточном крыле по рекам Ухте, Чути и Яреге и в южной части по рекам Седь-ю, Лыа-йоль, Вежа-вож и Пость. Они могут быть дополнены разрезами многочисленных глубоких буровых скважин и нефтяных шахт, а в верхней их части обнажениями р. Ижмы, между Половинным йолем и р. Сезь-ю и по этой последней.

В разрезе Ухтинского девона можно различить ряд свит. Некоторые из них прослежены по всему Южному и частью даже по Северному Тиману.

Средний отдел

Эйфельский ярус

На северо-восточном крыле и в южной половине Ухтинской складки развиты отложения, выделенные в чибьюские слои, непосредственно залегающие на метаморфических сланцах. Они не обнажаются на поверхности и известны по разрезам буровых скважин и нефтяных шахт (р. Ярега).

Нижняя часть, названная нижнечибьюскими слоями, всегда относилась ухтинскими геологами к нижнеживетскому подъярису. За последнее время на основании сопоставления с более восточными разрезами глубоких скважин Верхней Печоры устанавливается их принадлежность к эйфельскому ярису.

Нижнечибьюские слои сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками и глинистыми породами (рис. 36).

Под базальными конгломератами местами, в западинах рельефа сохранились останцы аргиллитов с линзами песчаника, обогащенных растительным детритом, по-видимому, лагунно-континентального происхождения. Эта пачка условно отнесена к нижнечибьюским слоям, но, возможно, имеет более древний возраст. Мощность ее от 0,6 до 9 м.

Выше преобладают песчаные породы, большей частью битуминозные и нефтеносные (III пласт). Наблюдается циклично-ритмичное чередование пород, причем конгломераты, конгломератовые песчаники и гравелиты неоднократно повторяются в разрезе. В некоторых участках конгломераты слабо битуминозны, реже — пропитаны жидкой нефтью.

¹ Очерк составлен по данным Н. Н. Тихоновича, В. А. Калюжного, К. П. Ивановой, А. И. Ляшенко и др.

Заканчиваются нижнечибыбские слои пачкой светло-серых, зелено-вато-серых и буро-коричневых аргиллитов.

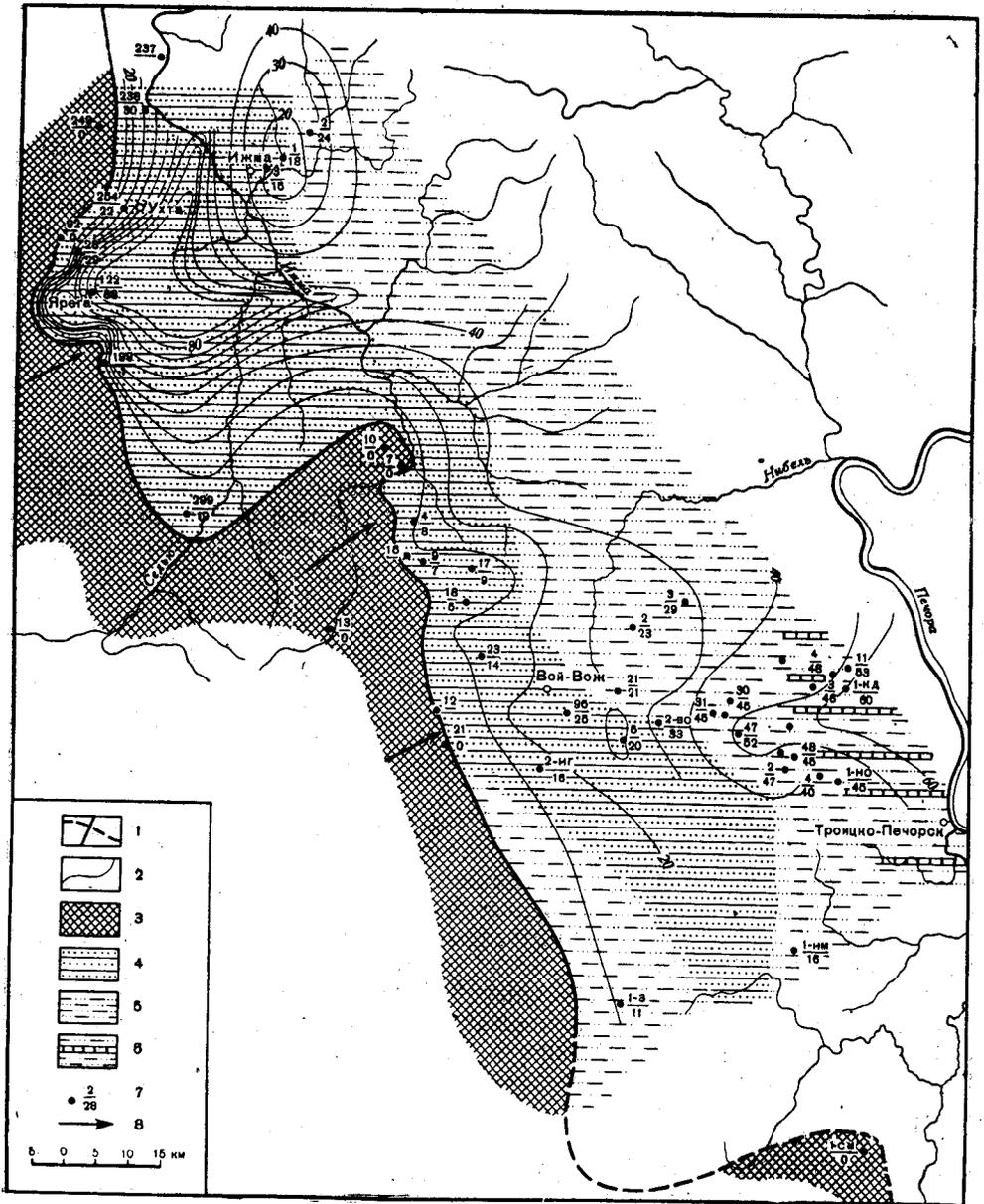


Рис. 36. Литолого-фациальная карта нижнечибыбских слоев Южного Тимана (по К. П. Ивановой и В. А. Калюжному)

1 — граница распространения нижнечибыбских отложений (установленная и предполагаемая); 2 — линии равных мощностей; 3 — область отсутствия осадков. Прибрежно-морские песчано-глинистые отложения с содержанием: 4 — песчаников 50%, 5 — песчаников 25—50%, 6 — известняково-мергелистых прослоев до 25%; 7 — скважины (числитель — номер, знаменатель — мощность); 8 — направление сноса

Из органических остатков в нижнечибыбских отложениях довольно часто встречаются обугленные формы растительных остатков. Определены *Huenia* sp., *Taeniocrada*, *Calamophyton*, *Hostimella*. В глинистых породах распространены *Lingula*, *Estheria membranacea* P a c h t, *Estheria* ex gr. *pogrebovi* Lutk., *Estheria* ex gr. *plicata* Lutk.

Мощность слоев изменяется от 0 до 70—90 м и иногда более: так, например, в скв. 9 на р. Иджиде всего 30 м, а в районе шахт нефтяного Ярегского промысла она колеблется от 15 до 90 м.

Отсутствие морской фауны, земноводная флора и солонатоводные лингулы и эстерины указывают, что нижнечибыские слои образовались в прибрежно-континентальных условиях.

Эйфельский + живетский ярусы

Верхнечибыские слои (туффовый горизонт) образованы туффидами, пластового характера залежами диабазов, мандельштейнами, породами базальтового облика, глинами и аргиллитами.

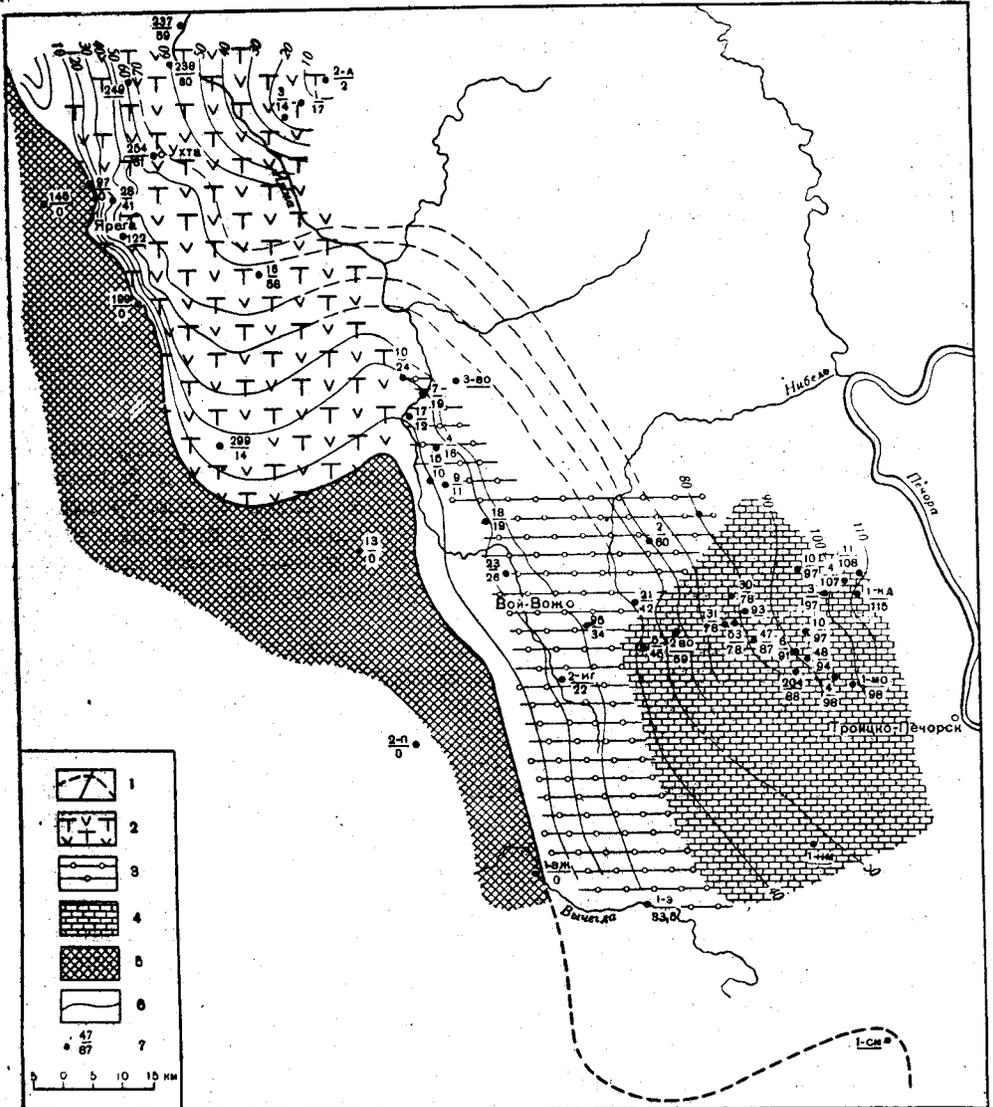


Рис. 37. Литолого-фациальная карта верхнечибыских слоев Южного Тимана (по К. П. Ивановой и В. А. Калужному).

1 — границы распространения верхнечибыских слоев (установленная и предполагаемая); 2 — зона распространения туффицитов и диабазов; 3 — зона чередования аргиллитов, оолитовых железняков и мергелисто-известняковых пород с содержанием последних до 25%; 4 — зона чередования известняков, мергелей и глин с содержанием известняков и мергелей > 50%; 5 — область отсутствия осадков; 6 — линии равных мощностей; 7 — скважины (числитель — номер, знаменатель — мощность)

Мощность их изменяется от 20—35 м в западных разрезах до 45—60 м в восточных, в связи с тем что магматические породы, обычно залегающие прослоями в 1—3 м, местами увеличиваются в мощности до 20—30 м и иногда более, а также вследствие различной мощности туффитов. В направлении на северо-восток, в разрезах Айювинского участка, мощность верхнечибыюских слоев снова сильно сокращается (рис. 37).

В прослоях глин найдены: *Lingula* sp., *Estheria membranacea* P a c h t, *Estheria* ex gr. *pogrebovi* L u t k.; растительные остатки *Hostimella hostimensis* P a t. et B e r., *Archaeopteris* sp. nov. (aff. *fissilis* S c h m a l h.); остатки типа *Psylphyton* и *Huenia*; панцирные рыбы.

Условия образования такие же, как у нижнечибыюских слоев.

К верхнеживетскому подъярису относятся *надчибыюские слои* (К. П. Иванова, 1958 г.). Они представлены также прибрежно-континентальными осадками. Состоят из глинистых пород с песчаным прослоем в нижней части разреза (пласт Б). Ранее относились к пашийским слоям нижнефранского подъяруса. Надчибыюские слои бедны фауной (присутствуют *Lingula*, *Estheria*), но содержат растительные остатки и споры. И. А. Войтович выделен комплекс спор, характерный для старооскольских слоев центральных районов Русской платформы.

Мощность этих слоев 15—18 м в Ухтинском районе.

Верхний отдел

Франский ярус

Франский ярус подразделяется на нижнефранский, среднефранский и верхнефранский подъярусы. Все они хорошо обнажены в береговых разрезах р. Ухты, за исключением пашийских слоев нижнефранского подъяруса, изученных по разрезам буровых скважин и нефтяных шахт.

Нижнефранский подъярус. В нижнефранском подъярусе выделяются пашийские, кыновские и саргаевские слои¹ (тиманская и устьярэгская свиты, по А. И. Ляшенко).

Пашийские слои (по А. И. Ляшенко — тиманская свита, нижний песчано-глинистый горизонт). Характеризуются чередованием нефтеносных песчаников, алевролитов и глин (II пласт), причем в основании пачки местами (Чибыюская площадь) вскрыт прерывисто-залегающий слой гравелита мощностью от 0,5 до 4,5 м (галечниковая залежь). Наибольшее развитие песчаников и алевролитов имеется на севере Ухтинского района (реки Чибыю, Нижняя и Верхняя Чуть), а в более южных участках (реки Ярега и Лья-йоль) в составе пашийских слоев преобладают аргиллитоподобные темно-серые и зеленовато-серые алевролитистые глины с растительным детритом и отпечатками *Lingula*. В них выделяются тонкие прерывистые слои битуминозного песчаника. Иногда глины содержат тонкие прослои мергеля или глинистого песчанистого известняка.

Пашийские слои залегают на размытой поверхности верхнеживетских отложений, а в местах отсутствия последних — на метаморфических сланцах (р. Чуть). Трансгрессивное залегание пашийских слоев наиболее резко проявляется в Ухтинском районе в связи с воздыманием западной его части по древним разломам перед началом нижнефранской трансгрессии.

¹ На совещании в г. Свердловске 1956 г. саргаевские и ветласянские слои отнесены к среднефранскому подъярису.

Мощность пашийских слоев колеблется от 0 до 15—20 м. Кроме лингул, встречаются остатки пеллеципод, конулярий, остатки рыб *Glyptolepis* sp., *Holoptychius* sp., *Onychodus* sp. и обугленные остатки растений *Heleniella theodori* Z al., *Archaeopteris fissilis* Sch m. и др. (Ляшенко, 1956).

Кыновские слои (по А. И. Ляшенко — тиманская свита, пестроцветный или нефтьйольский горизонт). Чередование шоколадно-коричневых, красно-коричневых, голубовато-серых или серо-зеленых известковистых аргиллитоподобных глин.

В нижней половине разреза прослеживается пачка мощностью от 1,5 до 12 м, состоящая из глинистых известковистых алевролитов и песчаников битуминозных или местами насыщенных нефтью, чередующихся с прослоями известковистых глин, мергелей, иногда известняков (пласт А). В верхней части кыновских слоев — пачка переслаивающихся битуминозных или нефтеносных песчаников и алевролитов с глинами мощностью от 5 до 30 м (пласт I).

Общая мощность кыновских слоев от 60—75 до 150—156 м. Фауна определялась А. И. Ляшенко: брахиоподы — *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuilli* Murch., *Uchtospirifer naliokini* Ljasch., *Uchtospirifer timanicus* Ljasch., *Uchtospirifer glinkanus* Vern., *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Schizophoria kremisi* Ljasch., *Sch. exeisa* Schl., *Atrypa grossheimi* Ljasch., *Striatoproductus karasiki* Ljasch., *Hypothyridina prosemilukiana* Ljasch., *Lingula rectangularis* Ljasch.; филлоподы — *Estheria vulgaris* Lutk.; гониатиты — *Koenenites naliokini* Ljasch., *Protimanites* sp.; остракоды; рыбы — *Glyptolepis brevistriatus* Rohon, *Psammosteus* cf. *heterastis* Gross., *Cocosteus* sp., *Holoptychius* sp.; растения — *Hostimella hostimensis* Pat. et Ver., *Archaeopteris fissilis* Sch m.; споры растений.

Саргаевские слои (соответствуют устьярской свите А. И. Ляшенко и «кубоидному» горизонту схемы Н. Н. Тихоновича). Зеленовато-серые известковистые глины с прослоями мергеля, известняка и алевролита в нижней части (по А. И. Ляшенко). Мощность в среднем 50—55 м, а на юго-западном крыле Ухтинской структуры сокращается до 20 м. Богатая и разнообразная фауна брахиопод, пеллеципод, остракод и др. Эпоха наибольшего развития трансгрессии; отложения известны от Прибалтики до устья р. Лены (новосибирские слои). Фауна: *Schizophoria tulliensis* Van., *Striatoproductus sericeus* Buch, *Camarotoechia aldoga* Nal., *Camarotoechia galinae* Ljasch., *Hypothyridina calva* Mark., *Ladogia meyndorfi* Vern., *Atrypa richthofeni* Kays., *Atrypa naliokini* Ljasch., *Anatrypa timanica* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll, *Elytha granosa* Vern., *Elytha fimbriata* Conr., *Aviculopecten (Lyriopecten) ingriae* Vern. В верхней части встречены гониатиты: *Timanites acutus* Keys. и *Tornoceras simplex* Buch.

Среднефранский подъярус. *Доманиковские слои*. Переслаивание черных и серых битуминозных и окремненных известняков, иногда органогенных черных битуминозных сланцев, мергелей и кремней с редкими прослоями глин. Мощность 25—72 м. Богатая фауна гониатитов, бактритов, бухиол, тентакулитов и др.: *Manticoceras ammon* Keys., *Manticoceras backlundii* Holz., *Gephyroceras domanicense* Holz., *Gephyroceras uchtense* Keys., *Gephyroceras uralicum* Holz., *Pharciceras timanicum* Holz., *Pharciceras stuckenbergi* Holz., *Timanites acutus* Keys., *Bactrites subflexuosus* Keys., *Buchiola retrostriata* Buch, *Buchiola snjatkovi* Zam., *Pterochaenia fragilis* Hall, *Tentaculites tenuicinctus* Roem. Выделен спорово-пыльцевой комплекс.

Мендымские слои (лыанольская свита, по А. И. Ляшенко; бухиоловый горизонт Н. Н. Тихоновича). Темно-серые и черные битуминоз-

ные глины с прослоями мергелей и глинистых известняков, с фауной: *Hypothyridina cuboides* Sow., *Hypothyridina* cf. *semilukiana* Nal., *Liorhynchus* aff. *megistanus* Ноп., *Liorhynchus* cf. *quadricostatus* Van., *Orthis svinordi* Wen., *Anatrypa* sp., *Eoreticularia pachyrhyncha* Vern., *Pyramidalia simplex* Buch, *Manticoceras carinatum* Sandb., *Mintumescens* Beug., *Buchiola retrostriata* Buch, *Tentaculites glaber* Trautsch. Определены споры. Мощность 20—45 м.

Верхнефранский подъярус. В нем выделяются ветласянские, сирачойские и ухтинские слои.

Ухтинские геологи относят эти слои к верхнефранскому подъярису. А. И. Ляшенко предполагает, что ветласянские слои соответствуют семилуцкому горизонту центральных областей Русской платформы и ильменским слоям Главного девонского поля, а нижнесирачойский горизонт содержит фауну смешанного семилуцско-воронежского облика и, возможно, соответствует алатырскому горизонту, выделенному А. И. Ляшенко для центральных областей Русской платформы. Фауна ветласянских и сирачойских слоев монографически не изучена и охарактеризована довольно бедным и своеобразным комплексом, что затрудняет сопоставление с одновозрастными отложениями Русской платформы и Урала (Ляшенко, 1956).

Ветласянские слои. Зеленовато-серые и серые глины и мергели с тонкими прослоями алевролитов и известняков. Мощность 170—200 м. Фауна: *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Stropheodonta* ex gr. *interstitialis* Phill., *Cyrtospirifer* aff. *tenticulum* Vern. (по данным А. И. Ляшенко). В этих же слоях найдены фораминиферы, остракоды и споры. Из остракод наиболее характерны (для верхней части ветласянских слоев): *Gravia zaspelovae* Pol., *Hollinella mirabilis* Eg., *Selebratina dentata* Pol., *S. gibbosa* Pol., *Bythocypris* (*Bairdiocypris*) *polenovae* Eg., *Amphissites irinae* Zasp. и другие новые формы. В нижней части встречены лишь редкие остракоды. В других районах Русской платформы аналогичного комплекса остракод пока не найдено, поэтому по остракодам сопоставить ветласянские слои с какими-либо отложениями девона этих районов Русской платформы не представляется возможным (Г. П. Мартынова, 1957 г.).

Сирачойские слои. Состоят из двух пачек. Нижняя пачка (нижнесирачойская свита, по А. И. Ляшенко) — зеленовато-серые глины, алевролиты, светлоокрашенные песчаники, мергели серые и зеленовато-серые и известняки. Известняки органогенные — коралловые, строматопоровые, мшанковые и др. Мощность 40 м. Фауна: *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Stropheodonta latissima* Buch, *Gypidula brevirostris* Phill., *Atrypa* cf. *devonica* Webst., *Atrypa* ex gr. *tubaecostata* Раеск., *Adolfia bifida* Roem., *Adolfia ziczac* Roem., *Cyrtospirifer* ex gr. *tenticulum* Vern., *Cyrtina demarlii* Bouch., *Theodossia* ex gr. *uchtensis* Nal.

На р. Сеть-ю в этом горизонте (по данным А. И. Ляшенко) в массивных белых известняках встречена фауна *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa magnifica* Nal., *Adolfia ziczac* Roem.

Верхняя пачка (верхнесирачойская свита, по А. И. Ляшенко) — известняки с прослоями глин. Содержат фауну: *Productella subaculeata* Murch., *Streptorhynchus devonicus* Orb., *Theodossia uchtensis* Nal., *Theodossia* cf. *tanaica* Nal., *Atrypa* ex gr. *uralica* Nal., *Spirifer* (*Adolfia*) *krestovnikovii* Ljasch., *Anathyris* sp., *Cryptonella uralica* Nal. Мощность около 80 м.

В сирачойских слоях из обнажений горы Сирачой и из скв. 632 М. И. Нефедовой были определены: *Atrypa tubaecostata* Раеск., *Atrypa* ex gr. *uralica* Nal., *Theodossia* ex gr. *anossofi* Vern., *Theodossia*

cf. *evlanensis* Nal., *Streptorhynchus devonicus* Orb., *Cyrtospirifer* cf. *tenticulum* Vern., *Cyrtospirifer* cf. *conoideus* Roem. и др.

Определены кораллы, многочисленные остракоды, однокамерные фораминиферы. Остракоды: *Gravia acualetiformis* Pol., *Gravia limula* Pol., *Selebratina tumida* Pol., *Hollinella valentinowae* Eg., *Nodella normalis* Zasp., *Semilukiella zaspelovae* Eg., *Knoxites bolchovitinae* Eg., *Donellina grandis* Eg., *Bairdia quarziana* Eg., *Bairdia simmetrica* Eg., *Bairdia irinae* Eg., *Bythocypris nalivkini* Eg., *Ampuloides verrucosa* Pol., *Buregia krestovnikovi* Eg., *Kloedenellitina sygmaeformis* Gleb. и *Amphissites irinae* Zasp. Большинство видов сирачойского комплекса встречается в воронежских слоях Русской платформы (Г. П. Мартынова, 1957 г.).

Общая мощность сирачойских слоев 77—148 м, в среднем 130 м.

Ухтинские слои. На Ухте разрез складывается из двух пачек. В состав нижней пачки входят зеленовато-серые и серые глины, мергели, известняки, известняковые конгломераты, алевролиты и песчаники с фауной: *Theodossia ischmensis* Nal., *Theodossia* aff. *evlanensis* Nal., *Th. livonensis* Nal., *Atrypa* ex gr. *tubaecostata* Paesck., *Bellerophon tuberculatus* Orb., *Platyschisma uchtensis* Keys. и другие гастроподы, пелециподы и кораллы.

Верхняя пачка (устьухтинская свита, по Б. К. Лихареву и А. И. Ляшенко) состоит из переслаивания зеленых и темно-серых глин с гипсами и ангидритами разной окраски. В верхней части этой пачки доломитизированные известняки и доломиты со следами волновой ряби и трещинами усыхания, с остатками панцирных рыб. Найдены остракоды: *Evlanella ljaschenkoi* Eg., *Evlanovia tichonovitchi* Eg., *Famenella evlanensis* Pol. По остракодам ухтинские слои можно сопоставить с евлановскими и ливенскими слоями (Г. П. Мартынова, 1957 г.).

К юго-востоку от Ухты весь разрез ухтинских слоев обогащается сульфатными породами. Так, в разрезе Чемкиса-Йоль они состоят из чередования глины, гипса, ангидрита, доломита, известняка. Нижняя пачка не выделяется.

Общая мощность ухтинских слоев 85—180 м.

Фаменский ярус

Нижнефаменский подъярус. **Ижемские слои.** Мергели и известняки светло-серые, пестрые глины с прослоями плоскогалечного внутриформационного конгломерата серого и зеленовато-серого цвета. Вскрытая мощность 120—180 м. Фауна: *Chonetipustula lacrymosa* Nal., *Camarotoechia zadonica* Nal., *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Kochia eximia* Vern., *Leptodesma costata* V. Nal.

Следует отметить, что Л. С. Петровым на Южном Тимане была собрана богатая коллекция верхнедевонских строматопороидей, которую монографически описал В. Н. Рябинин. Подавляющая часть строматопороидей происходит из ухтинской свиты; семь видов описано из сирачойской свиты и лишь один вид (*Actinostroma dobrolubovae* Riab.) описан из ижемской свиты низов фаменского яруса (Рябинин, 1955).

2. ВЕРХНЕ-ИЖЕМСКИЙ РАЙОН (ВОСТОЧНОЕ ПРИТИМАНЬЕ)

Девонские отложения из Ухтинского района распространяются непосредственно в пределы Верхне-Ижемского района и Верхней Печоры. Здесь прослеживается ряд поднятий и складок, где они были вскрыты глубокими скважинами. Наиболее крупным из них является Ижма-Сойвинское поднятие, затем следуют Ижемская складка, Эжва-

дорская, Южно-Мылвинская и другие, среди которых надо отметить Джеболскую и Тыбьюскую складки в юго-восточной части района. Кроме того, имеются два района с выходами девона: 1) дугообразно изогнутые поднятия, проходящие от с. Нямед на р. Ижме через нижнее течение р. Чувки к устью Седь-йоль около с. Крутого; 2) полоса девона, окаймляющая южный край возвышенности Оч-Парма в верховьях р. Воли.

На неравномерно размытых отложениях силурийской васькерской свиты на востоке, а западнее — на нибельской и седьйольской свитах ижма-омринского комплекса трансгрессивно, с резким несогласием залегает серия осадков, состоящих из конгломератов, гравелитов, песчаных и глинистых пород; выше встречаются прослои оолито-железняковых и туфогенных пород (в западной зоне) и хорошо охарактеризованных палеонтологически карбонатных пород (в восточной зоне).

Если возраст ижма-омринского комплекса представляет значительный интерес, то еще более интересен возраст покрывающих его отложений мощностью 100—150 м, хорошо палеонтологически охарактеризованных. Многие тиманские геологи подразделяют их на нижне- и верхнечыбьюские слои, сопоставляя с нижне- и верхнеживетским подъярусами. Их ошибка заключается в том, что верхнечыбьюские слои, заключающие в своей фауне ряд эйфельских форм, относятся к верхнеживетскому подъярису. Даже Б. П. Марковский, сторонник наибольшего повышения возраста, относит их к нижнеживетскому подъярису. На стратиграфическом совещании 1956 г. в Свердловске для них был принят эйфельский возраст.

Однако О. А. Солнцев и Т. И. Кушнарева (1957) даже нижнечыбьюские слои относят к верхнеживетскому подъярису. Значение этой ошибки увеличивается тем, что она допущена в такой ответственной работе, как определение возраста отложений, вскрытых опорными буровыми скважинами.

Эти ошибки, по мнению Д. В. Наливкина, исправляются П. А. Тумановым и А. И. Ляшенко (1957). Они относят нижнечыбьюские слои Юго-Восточного Притиманья к нижнеэйфельскому подъярису, верхнечыбьюские — к верхнеэйфельскому подъярису. К живетскому ярусу они относят лишь нижнюю часть слоев, тиманскими геологами считавшихся пашийскими. П. А. Туманов и А. И. Ляшенко (1957) предлагают следующую схему (снизу вверх):

Эйфельский ярус. Нижнеэйфельский подъярус. *Печорский горизонт.* Песчаники серые средне- и мелкозернистые, алевролиты и глины. В нижней части прослой грубозернистых песчаников, переходящих в гравелиты и конгломераты (III пласт чыбьюских слоев ухтинских геологов). Мощность до 40 м. Флора: *Taenocrada dubia* Kr. et W., *Hostimella hostimensis* P. et V. Споры зоны *Trachytriletes*.

Сойвинский горизонт. Известняки темно-серые с прослоями глин. Мощность 15 м. Фауна: *Pseudophyllum versiferme* Mark., *Delthyris* aff. *mansi* Khod., *Tentaculites tumanovi* Ljasch., *Anathyris angustus* Net., *Healdianella costata* Pol.

Верхнеэйфельский подъярус. *Кедровский горизонт.* Известняки зеленовато-серые и серые. Глины темно-зеленовато-серые, известковистые. Мощность 65 м.

Фауна: *Favosites goldfussi* d'Orb., *Atrypa* ex gr. *crassa* Ljasch., *Schuchertella umbraculum* Schl., *Aparchites agnes* L. Egov., *Aparchites monocornus* L. Egov., *Cavellina explicata* L. Egov.

Омринский горизонт. Известняки серые и зеленовато-серые, а также известковистые глины с прослоями известняков. Мощность 50 м. Фауна: *Calceola sandalina* Lam., *Camphophyllum soetenicum* Schlut., *Paeckelmannia philippovae* Ljasch., *Productella mosolovica* Ljasch., *Voronina voronensis* Pol., *Marginia catagrapha* Pol., *Eolanella scrobicularia* Pol., *Bairdia seideranensis* Krom.

Схема, предложенная П. А. Тумановым и А. И. Ляшенко, соответствует решениям стратиграфического совещания в Свердловске в 1956 г.

Нижнечыбьюские слои. В основании нижнечыбьюские слои обычно сложены базальными конгломератами, по составу сидерито-лейкоксено-

кварцевыми, гравелитами и песчаниками так называемого III продуктивного пласта. Песчаники переслаиваются с аргиллитами или глинами буровато-серыми, выше светло-серыми алевритистыми, алевролитами светло-серыми, иногда зеленоватыми или темно-серыми. На реках Верхней и Нижней Омре и Кедровой в верхней части нижнечибыюских слоев появляются известняки и мергели с морской фауной.

Конгломераты и гравелиты III пласта нижнечибыюских слоев резко несогласно залегают на различных частях неравномерно размытого ижма-омринского комплекса — в восточных районах и на дислоцированных метаморфических сланцах и прерывающих их интрузивных массивах — в западных (в области горного сооружения Южного Тимана).

Песчаники III пласта большей частью битуминозны (Нямед, Седь-йоль, Вой-вож, Нибель, Верхняя Омра, Нижняя Омра). Всюду отмечается обильный растительный детрит.

Мощность нижнечибыюских слоев в среднем 20—40 м (до 60 м).

По стратиграфическому положению, фауне эстерий, остаткам водорослей, комплексам спор, литологической характеристике и минералогическому составу тяжелых фракций они вполне соответствуют нижнечибыюским слоям р. Ухты.

Верхняя граница нижнечибыюских слоев в Верхне-Ижемском районе проводится в подошве аргиллитов, обогащенных обугленными растительными остатками и часто содержащих оолиты шамозитов, иногда в подошве оолитовых железняков или известняков.

В нижнечибыюских слоях определены: брахиоподы — *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Atr.* aff. *rejensis* Khod., *Emanuella* sp., *Delthyris* aff. *mansy* Khod.; филлоподы — *Estheria membranacea* Pacht., *Estheria* ex gr. *pogrebovi* Lutk., *Estheria* nov. sp. (ex gr. *plicata* Lutk.); криноидеи — *Cupressocrinus rossicum* Antr.; остракоды — *Marginia lobanovensis* Pol., *Miraculum simplex* Pol., *Microcheinella* aff. *larionovae* Pol., *Libumella discoidea* Rozd., *Bairdia holuschurmensis* Pol., *Bairdia navicula* Mart. и др., остатки водорослей — *Hyenia* sp., *Taeniocrada*, *Calamophyton*, *Hostimella*. Выделен комплекс спор: *Lophotriletes rugosus* Naum., *L. minutissimus* Naum., *Leiotriletes simplicissimus* Naum., *Archaeozotriletes variabilis* Naum., *Stenozotriletes stenolomus* Naum. и др.

К. П. Иванова, В. А. Калюжный, Г. П. Мартынова и др. сопоставляют нижнечибыюские слои с бийскими слоями Приуралья по результатам определения остракод и других органических остатков.

Верхнечибыюские слои. В западной части Верхне-Ижемской площади, в верховьях р. Ижмы, отложение материала происходило в сравнительно подвижной среде, в прибрежной полосе, переходящей местами в лагуну. Верхнечибыюские слои сложены здесь разнообразными породами, среди которых выделяются прослои оолитовых железняков гетитового и шамозитового состава, накопления туфогенного и реже сидерито-доломитового материала, переслаивающиеся с аргиллитами и глинами темно-серыми, бурыми и зеленовато-серыми. Диабазы, имеющие развитие в Ухтинском районе, здесь отсутствуют.

В нижней части слоев на структурах Седь-Йоле, Куш-Кодже и Нямеде развиты песчаники и алевролиты, местами темно-бурые, пропитанные нефтью (II-б пласт).

Далее к востоку в средней и нижней частях слоев появляются пласты известняков и мергелей; исчезают железняки и туффиты, встречаются местами прослои алевролитов. Здесь выделяется II пласт, представленный мергелисто-известняковыми породами, местами битуминозными и пропитанными нефтью.

Мощность верхнечибыюских слоев колеблется от 16—20 м в западной зоне до 110 м в восточной.

Из органических остатков наиболее характерными являются брахиоподы¹: *Atrypa* ex gr. *zonata* Sch n u r, *Atrypa aspera* var. *occidenta-*

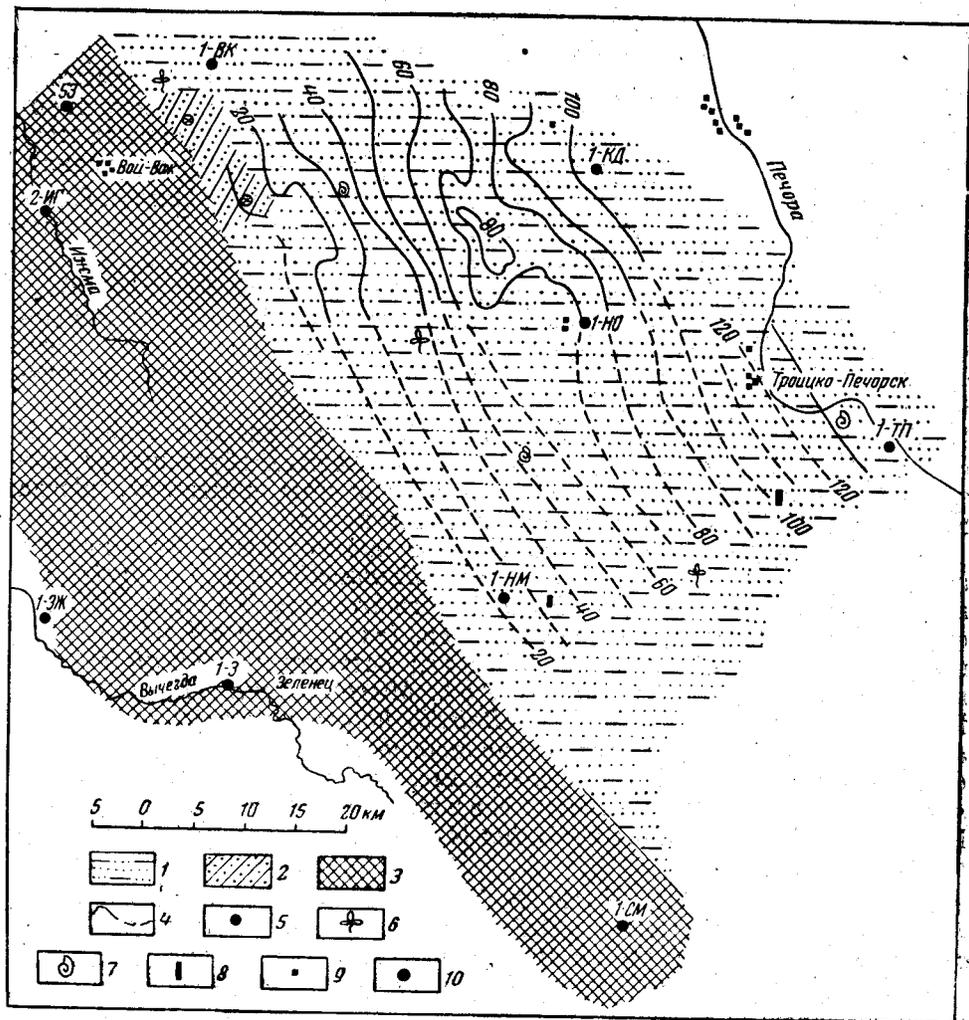


Рис. 38. Литолого-фациальная карта надчибыюских отложений Южного Тимана. Верхне-Ижемский район (по К. П. Ивановой)

1 — прибрежно-морские песчано-алевритно-глинистые фации; 2 — лагунные и прибрежно-морские фации; 3 — зона эрозии; 4 — линии миграции верхнечибыюского моря; 5 — скважины; 6 — флора; 7 — фауна; 8 — сидерит; 9 — пирит; 10 — оолиты железистые

lis Hall, *Emanuella* ex gr. *subumbona* Hall, *Emanuella* ex gr. *taewaniensis* K a u s., некоторые виды *Lingula*, кораллы — *Calceola sandalina* Lam. Встречаются пелециподы, мшанки, черви *Spirorbis omphaloides* Goldf., рыбные остатки, различные остракоды *Pribylites* (Parapr.) *unicostata* Pol., *Gravia volgaensis* Pol., *Eurychilina mirabilis* Pol., *Eulanella alveolata* Pol., *Eulanella misera* Mart., *Marginia catagrapha* Pol. и споры, позволяющие описываемую часть разреза сопоставлять

¹ Определения М. И. Нефедовой.

с мосоловскими слоями центральных районов Русской платформы (Г. П. Мартынова, 1957 г.).

Надчибыюские слои. Состоят из чередования песчаников светло-серых и буровато-серых, битуминозных и насыщенных нефтью, в нижней части косослоистых, светло-серых алевролитов, зеленовато-серых, темно-серых и пепельно-серых, иногда бурых и красно-бурых глин и суглинков с обугленными растительными остатками. Они выделяются в IV пласт, имеют распространение в восточной части района и выклиниваются на западе. В разрезе Джеболской структуры пласт IV содержит прослой известняка и мергеля.

В нижней части они содержат сидеритовые и пиритовые стяжения, которые придают породе вид гравелита. В Нибельском районе в основании IV пласта залегает конгломератовидный гравелит. Встречаются прослой оолитового железняка и туфогенного песчаника, преимущественно в верхней части.

Согласно данным П. А. Туманова и А. И. Ляшенко (1957), в надчибыюских слоях, которые они выделяют как троицкий горизонт, были встречены остатки растений *Schuguria ornata* Tschirk и затем споры, известные из зон *Petalodentitriteles* и *Pilloancorotriteles*.

Надчибыюские слои содержат комплекс спор старооскольского типа, обычный для верхнеживетского подъяруса. Мощность от 10 до 150 м, возрастает в направлении с запада на восток. Они ложатся трансгрессивно в районе Северной Мылвы на размытую поверхность верхнечибыюских отложений или более древних (рис. 38).

Верхний отдел

Франский ярус

Нижнефранский подъярус. *Пашийские слои* (по А. И. Ляшенко — тиманская свита, нижний песчано-глинистый горизонт). Состоят из переслаивания песчаников, иногда буровато-серых от пропитанности нефтью или битуминозных, алевролитов, местами битуминозных светло-бурых, часто глинистых, и аргиллитов зеленовато-серых и темно-серых. Породы содержат многочисленные растительные остатки.

На Вой-воже в основании пашийских слоев залегает галечниковый пласт I_г, состоящий из гравелитов или конгломератовидных песчаников, сцементированных пелитоморфным веществом белого цвета типа каолинита. Выше всюду выделяются два песчаных пласта I^а и I^б, кроме западных участков, где выделение их затруднительно. Мощность пашийских слоев 7—12 м в западных участках и до 25 м на востоке. В пашийских слоях встречены *Lingula*, *Estheria*. Среди последних можно отметить *Estheria timanica* Lutk. Также найдены многочисленные споры. Пашийские слои с резким несогласием залегают на живетских отложениях (рис. 39).

Кыновские слои (тиманская свита — средний и верхний пестроцветный или нефтьюльский горизонт, по А. И. Ляшенко). Они сложены зеленовато-серыми и зелеными аргиллитами, в разной степени известковистыми, мергелями зеленовато-серыми и бурыми и частично известняками. Мощность 25—50 м, уменьшается в направлении с запада на юго-восток. Наиболее характерными формами для этих отложений являются брахиоподы *Uchtopirifer nalivkini* Ljasch., *Cyrtospirifer echinosus* Ljasch. и *Schizophoria kremsi* Ljasch. (Ляшенко, 1956). Возраст кыновских слоев устанавливается по довольно богатому комплексу брахиопод, остракод и спор.

Саргаевские слои (устыярская свита, по А. И. Ляшенко; кубоидные слои Н. Н. Тихоновича). Представлены аргиллитами или глинами зеленовато-серыми и буровато-серыми, известковистыми и мергелями

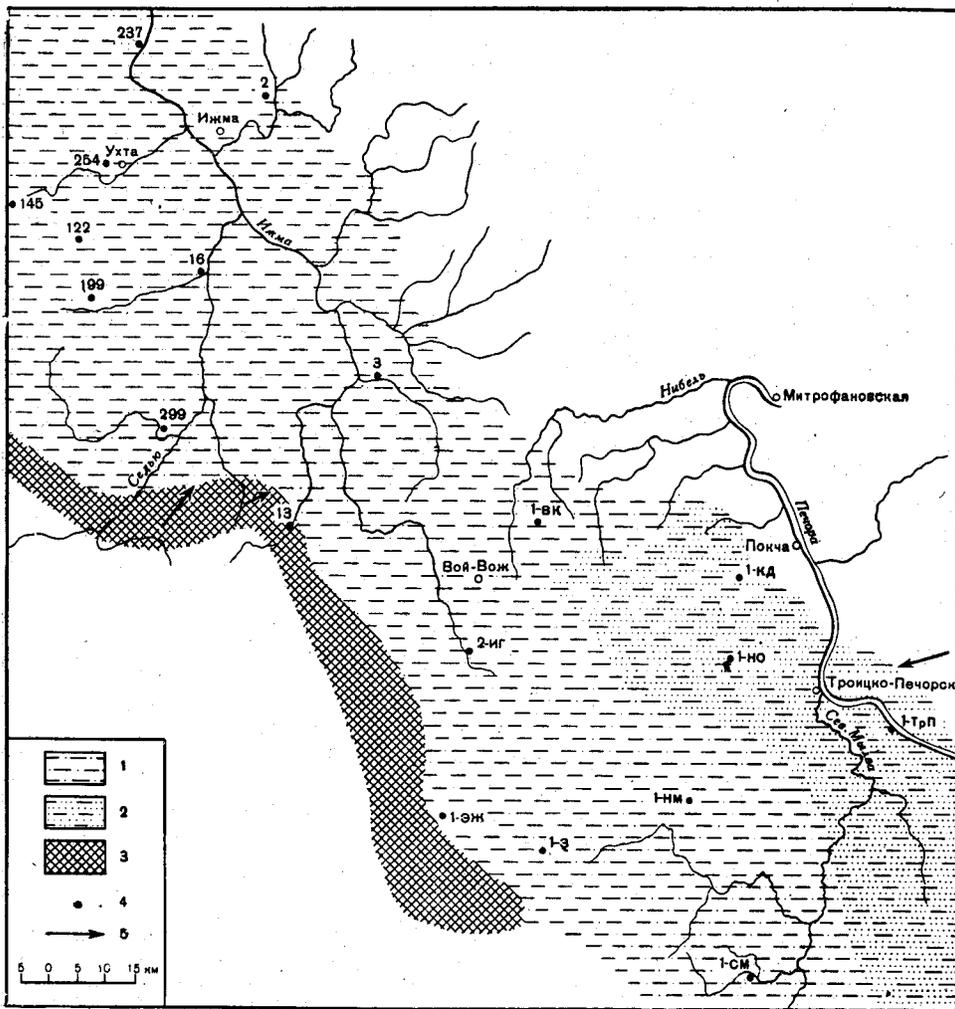


Рис. 39. Литолого-фациальная карта пашийских слоев Южного Тимана (по К. П. Ивановой)

1 — прибрежно-морские песчано-глинистые отложения с преобладанием алевритов и глин; 2 — прибрежно-морские песчано-глинистые отложения с преобладанием песчаников; 3 — область отсутствия пашийских отложений; 4 — скважины; 5 — направление сноса

с прослоями известняков. В разрезе скважины Зеленец в верхней части появляются прослой доломитов.

Мощность слоев колеблется от 0 до 76 м; наибольшей величины она достигает на западе Верхне-Ижемского района и постепенно сокращается с запада на восток.

В них встречен богатый комплекс брахиопод и остракод, а также пелециподы, кораллы, криноидеи, тентакулиты. Наиболее характерными являются: *Hypothyridina calva* Mark., *H. semilukiana* Nal., *Ladogia meendorfi* Vern., *Striatopoductus sericeus* Buch, *Atrypa* aff. *tubae-costata* Paesck., *A. ex gr. reticularis* L., *Lamellispirifer novosibiricus*

Tol 1., *Elytha fimbriata* Conr., *Elytha granosa* Vern. (определения М. И. Нефедовой).

Кроме того, здесь найден комплекс спор саргаевского типа.

Среднефранский подъярус. Доманиковые слои. Представлены чередованием известняков битуминозных, бурого и темно-серого цвета, часто глинистых, окремнелых, иногда птероподовых, с мергелями, глинами, аргиллитами битуминозными, темно-серого до черного цвета, горючими сланцами и черными кремнистыми породами. В районе Лег-Кема и отчасти Седь-Йоля в разрезе встречаются прослои бурых мелкозернистых песчаников. На участках Переволок и Эжвадор типичный доманик отсутствует и на саргаевских слоях залегают пачка органогенных известняков, глинистых, битуминозных, участками окремнелых.

Мощность доманиковых слоев колеблется от 13 до 62 м, уменьшаясь к юго-востоку от Ухтинского района. Фауна: *Chonetipustula petini* Nal., *Cyrtospirifer* cf. *disjunctus* Sow., *Anathyrus* cf. *helterseni* Buch, *Liorhynchus* cf. *taimyricus* Nal., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *A. uralica* Nal., *Liorhynchus* ex gr. *megistanus* Le Hon, *Estheria vulgaris* Lutk., тентакулиты, стилиолины, гониатиты (*Timanites* sp., *Gephyroceras* sp., *Pharciceras* sp.).

Мендымские слои (лыанольская свита, по А. И. Ляшенко). Представлены переслаиванием мергелей, глин и известняков. На северо-западе Верхне-Ижемского района в разрезе преобладают глины серые и зеленовато-серые, известковистые, с небольшими прослоями мергелей и глинистых известняков. На юго-востоке они обнаруживают сходство с доманиковыми слоями благодаря повышенной битуминозности и сложены в основном битуминозными органогенными известняками и мергелями с многочисленными крупными гониатитами *Manticoceras*. Кроме того, в мендымских слоях встречены *Lingula*, *Liorhynchus*, *Buchiola*, *Orthoceras*, несколько видов *Entomidae*. Выделение мендымских слоев подтверждается также спорово-пыльцевым анализом.

Мощность 12—30 м.

Верхнефранский подъярус. В северо-западной части Верхне-Ижемского района, так же как и в Ухтинском районе, в верхнефранском подъярусе выделяются ветласянские, сирачойские и ухтинские слои. Южнее отложения становятся более однородными, литологические различия постепенно исчезают, а органические остатки присутствуют в незначительном количестве и обычно отличаются плохой сохранностью. Поэтому выделение в них ветласянских, сирачойских и ухтинских слоев проведено лишь условно.

Ветласянские слои. На северо-западе района они представлены однородными зеленовато-серыми и темно-серыми слабоизвестковистыми, слабопесчанистыми и слюдистыми глинами с прослоями песчаников в нижней половине слоев. Юго-восточнее разрез становится более карбонатным и представлен серыми и зеленовато-серыми мергелями и известняками. Мощность от 200 до 60 м, сокращается с севера на юг-юго-восток. Фауна: *Liorhynchus* ex gr. *megistanus* Le Hon, *L. multicostatus* Hall, *L. rotundus* Nef., *L. subreniformis* Schnur, *Atrypa* cf. *tubaecostata* Raesck. В большом количестве в прослоях известняка встречены примитивные фораминиферы. Выявлен комплекс спор.

Сирачойские слои (нерасчлененные). К югу и юго-востоку от Ухтинского района представлены в основном глинами темно-серыми и зеленовато-серыми, слюдистыми и песчанистыми с прослоями известняков и песчаников (Нямедь, Лег-Кем, Седь-Йоль). Далее на юго-юго-восток разрез обогащается известняками с прослоями мергелей,

а местами — доломитов (Вой-Вож). Мощность сирачойских слоев, так же как и ветласянских, уменьшается на юго-восток от Ухтинского района от 64 до 46 м. Фауна: *Schizophoria impressa* Hall, *Lingula squamiformis* Phill., фораминиферы, остракоды.

Ухтинские слои. На северо-западе Верхне-Ижемского района обогащены сульфатными породами и состоят из гипса, ангидрита, переслаивающихся с глинами, с прослоями доломита и известняка (Нямедь). К юго-востоку мощности гипсов и ангидритов сокращаются и разрез обогащается известняками. Далее сульфатные породы исчезают из разреза и замещаются известняково-доломитовой толщей с прослоями мергелей. Мощность от 44 до 76 м (условно). Фауна: *Liorhynchus* ex gr. *megistanus* Le Hon, *L. rotundus* Nef., *Pugnoides* cf. *triaequalis* Goss., *Schizophoria impressa* Hall.

Ряд разрезов верхнефранского подъяруса юго-западных, южных и юго-восточных участков Восточного Притиманья расчленить на аналоги ветласянских, сирачойских и ухтинских слоев не удалось.

В разрезе скважин Эжвадор и Переволок отложения верхнефранского подъяруса представлены доломитами и известняками; встречены прослои известнякового конгломерата. Мощность в скважине Эжвадор 250 м, в скважине Переволок порядка 140 м.

В скважинах Ньюмылга-вож, Северная Мылва и Троицко-Печорск отложения верхнефранского подъяруса представлены битуминозными породами: мергелями буровато-серыми, темно-серыми, кремнистыми и известняками буровато-серыми, с прослоями битуминозного сланца и кремня темного до черного цвета. Мощность сильно сокращается — от 90 до 34 м. На Джеболе мощность верхнефранского подъяруса 55—90 м. Фаменские отложения в этих разрезах не выявлены.

Фауна: *Lingula subparallela* Sandb., *Buchiola* sp. и др., остракоды *Richterina ninae* Mart. и примитивные фораминиферы.

Фаменский ярус

В северо-западных районах Южного Тимана и Притиманья выделяется только нижнефаменский подъярус — ижемские слои. При продвижении на юго-восток удалось выделить верхнефаменские отложения, постепенно увеличивающиеся в мощности.

Нижнефаменский подъярус. Ижемские слои слагаются в основном известняками буровато-серыми, светло-серыми, иногда глинистыми, в верхней части с прослоями доломитизированных известняков. В нижней части содержатся прослои известняковых конгломератов, мергелей и глин. В районе Нижней Омры разрез более однородный и состоит из известняков. Мощность ижемских слоев, вскрытых скважинами, сокращается в направлении с северо-запада на юго-восток от 150 до 108 м. На Ира-Йоле мощность их около 76 м. В крайних юго-восточных разрезах — Ньюмылге, Северной Мылве, Троицко-Печорске и в Джеболе — ижемские слои отсутствуют.

Фауна: *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Cyrtospirifer* cf. *brodi* Wen., *Pugnoides iridentatus* Nal., *Athyris cuboides* Nal., *Chonetipustula lachrymosa* Cong., *Lingula* aff. *rectangularis* Ljasch. Определены остракоды, однокамерные фораминиферы.

Верхнефаменский подъярус. В северо-западных участках Верхне-Ижемского района, например на Нямеди, так же как и в Ухтинском районе, отложения верхнефаменского подъяруса отсутствуют. К югу и юго-востоку эти отложения появляются и постепенно возрастают в мощности. Максимальную мощность они имеют в разрезе опорной скважины Нижняя Омра. Здесь, как и в большинстве других раз-

резов Верхне-Ижемского района, на известняках ижемских слоев залегают толща доломитов с прослоями доломитизированных известняков, гипсов и ангидритов. Эти отложения, по представлению ухтинских геологов (Т. И. Кушнаревой, В. А. Разничина и др.), соответствуют данково-лебединским слоям Русской платформы. Мощность их достигает 184 м на Нижней Омре. Здесь в них встречены только перекристаллизованные пеллециподы из группы *Conocardium* и гастроподы *Naticopsis* sp. и *Murchisonia* sp. В районе Зеленца определены брахиоподы: *Camarioechia*, сходная с *C. griasica* Na l., *C. ex gr. livonica* В u s h, *C. pulchra* Ne f. Г. П. Мартыновой найден ряд новых видов остракод.

Выше, в разрезе опорной скважины Нижней Омры залегает пачка известняков мощностью 167 м. В нижней части лежат серые известняки с прослоями фораминиферовых известняков и с примазками вязкой нефти в кавернах.

Органические остатки представлены редкими пеллециподами, фораминиферами и водорослями. Комплекс фораминифер, по заключению Е. В. Быковой, имеет фаменский облик; встречены редкие остракоды *Famenella inconditis* P o l. и *Paraparchites omriensis* M a r t. В верхней части преобладают мелкообломочные известняки с *Endothyra communis* R a u s.

Описанная известняковая пачка сопоставляется с озерско-хованскими слоями центральных областей Русской платформы, причем обломочные известняки верхней части пачки, по-видимому, являются аналогами нижней части хованских слоев.

В разрезе Зеленец отсутствует известняковая пачка, а в разрезах скважин, расположенных к востоку от опорной скважины этого участка, на частично размытых верхнефаменских доломитах залегают известняки с прослоями глин, содержащих многочисленные *Endothyra communis* R a u s. и *Chonetes malevkiensis* S o k.

Они сопоставляются А. В. Дуркиной с основной частью хованских слоев и отнесены ею к нижнему карбону. В. А. Разницин также относит эти слои к нижнему карбону.

Вопрос о границе девона и карбона является несколько спорным. В. А. Разницин предлагает проводить эту границу в кровле доломитов и в подошве известняковых пачек (Нижней Омры), сопоставляя их с терригенными и терригенно-карбонатными отложениями Зеленца и Ньюылги и с осадками зоны Etroeungt, а А. В. Дуркина проводит эту границу выше, в подошве аналогов хованских слоев с многочисленными *Endothyra communis* R a u s., а известняковую толщу Нижней Омры (и некоторых других скважин) относит к верхнему девону.

Далее к югу девонские отложения обнажаются в районе **Джеджим-Пармы**. Здесь на крыльях антиклинальной структуры на скорлуповатых доломитах кембрия (?) залегают светло-серые неслоистые или толстослоистые доломитизированные известняки (р. Шера-йоль), на выветрелых поверхностях которых видны остатки *Rugosa*, *Atrypa*, крупных гастропод, члеников криноидей. Они, возможно, принадлежат уже к среднему девону (Солнцев, Кушнарева, 1957).

Выше лежат известняки и доломиты франского яруса. В основании их залегают серовато-желтые, слабодоломитизированные, комковатые известняки с колониями строматопор до 40 см в диаметре; отсюда определены: *Actinostroma clathratum* Nich., *Parallelopora* aff. *capitatum* Nich., *Stromatopora* sp. Изредка встречаются перекристаллизованные колонии *Rugosa*.

В более верхних горизонтах количество строматопор уменьшается, и, наконец, они исчезают совсем. Появляются прослои с мшанками *Amphipora* sp. (?) и брахиоподами, среди которых определены: *Schizo-*

phoria bistrata Tschern., *Gypidula globosa* Tschern., *Pugnax acuminata* Mart., *Atrypa ailinensis* Vern., *A. ex gr. aspera* Schloth., *Spirifer conoideus* Roem., *Anathyris tarda* Mark. Эта фауна относится к верхнефранскому подъярсу.

Еще выше выходят белые или розоватые тонкослоистые доломиты с остракодами. Они очень сходны с доломитами, которые на р. Ухте подстилают ижемские слои и, по определению Б. Б. Чернышева, заключают одни и те же формы. По мнению Л. И. Константиновой (1940 г.), верхняя часть этих остракодовых доломитов может относиться уже к фаменскому ярсу.

Общая мощность верхнего девона здесь около 150 м.

Буровая скважина в **Елмач-Парме** (водораздел рек Северной и Южной Кельтмы) вскрыла отложения верхнего девона на глубине от 806 до 1136 м. Здесь выделяются в восходящем порядке следующие слои:

Нижнефранский подъярус (нефтеносная свита, по Н. Н. Ростовцеву).

Пашийские слои (по В. А. Калужному). Светло-серые и зеленоватые песчаники и подчиненные им песчанисто-алевритовые глины, мощность около 13 м.

Кыновские слои. Темно-серые, зеленые и темно-зеленые глины и подчиненные им песчаники. Часто встречается фауна: *Cyrtospirifer ex gr. verneuli* Murch., *Uchtospirifer* sp., *Productella sericea* Buch., *Atrypa velikaya* NaI. Мощность 37,2 м.

Саргаевские слои. Органогенно-обломочные известняки и серо-зеленые глины, тонко переслаивающиеся; фауна брахиопод: *Atrypa tenuisulcata* Wen., *Elytha fimbriata* Сопг. Мощность 27,75 м.

Общая мощность 78 м.

Среднефранский подъярус. *Доманиковские слои*. Известняки, иногда битуминозные с тонкими прослоями черных глин. Фауна: *Reticulariopsis pachyrinchus* Vern., *Buchiola retrostriata* Buch., *Tentaculites tenuicinctus* Roem. и др.; гониатиты не обнаружены. Мощность 35,65 м.

Мендымские слои (бухиоловая свита, по Н. Н. Ростовцеву). Органогенные перекристаллизованные известняки с прослоями ожелезненных глинистых известняков. Остатки водорослей; фауна близка к фауне доманиковых слоев — *Chonetipustula petini* NaI., *Adolfia ex gr. bifida* Roem., *Liorhynchus cf. biplicatus* NaI., *Buchiola ex gr. retrostriata* Buch., *Tentaculites tenuicinctus* Roem. Мощность 60,55 м.

Верхнефранский подъярус (войбожская свита, по Н. Н. Ростовцеву):

а) нижнеизвестняковые слои — исключительно известняки светло-серые, белые. Из встреченной фауны много *Atrypa* sp., *Emanuelia subumbona* Hall. В основании — конгломератовидный известняк мощностью 24,6 м;

б) доломитовые слои — мелко и крупнокристаллические, сильно загипсованные доломиты; из фауны только фораминиферы *Archaeosphaera* sp. Мощность 36,85 м;

в) верхние известняковые слои — светло-серые и бледно-желтоватые, иногда белые, а сверху пестрые и слабо загипсованные известняки; фауна — фораминиферы и многочисленные крупные остракоды;

г) известково-доломитовые слои — чередование трех пачек доломитов и известняка, первые с пестрой окраской с признаками гипса и ангидрита, известняки серые и светло-серые с редкими прослоями глин; встречены фораминиферы, остракоды, пеллиподы, из брахиопод *Theodossia ex gr. anossofi* Vern. Мощность 45,35 м.

Общая мощность 156 м.

Фаменский ярус (условно). Глинисто-доломитовые слои — доломиты, глины, глинистый сланец, пиритизированный песчаник; фауна отсутствует. Мощность 7,3 м.

3. СРЕДНИЙ ТИМАН

К северу от р. Ухты до р. Пижмы девонские отложения плохо обнажены. Дальше они получают широкое развитие. Здесь преобладают наземные и прибрежно-континентальные фации, что позволяют делать лишь сопоставление крупных стратиграфических подразделений.

В Среднем Тимане девонские отложения обнажаются во всех тектонических структурах, причем в некоторых из них они выведены на дневную поверхность до самого основания. Наиболее полно они представлены в разрезах Четласского и Косминского Камней, где развиты преимущественно нижние горизонты девона; более высокие выступают в Левкинской, Новожиловской и Верховской складках и в цилемских

разрезах, между р. Чиркой и Щепиными горами. В районе Верховской структуры девон вскрыт колонковыми скважинами и описан в 1955 г. Ф. Ф. Патрикеевым.

Сводка данных по девону Среднего Тимана приведена в работах А. А. Малахова (1940б) и С. В. Тихомирова (1948). Последним составлен разрез, полно развитый в долине р. Печорской Пижмы.

Средний отдел

Эйфельский ярус (?)

Пижемские слои лежат на различных свитах метаморфических пород, состоят из светлых кварцевых рыхлых песчаников, косо- и горизонтальнослоистых с небольшими прослоечками конгломератов с галькой из белого кварца. Местами встречаются песчано-углистые косослоистые прослойки. Верхние слои выветрелые, местами каолинизированные. Мощность на р. Умбе 130 м, у восточной части Четлаского Камня 30 м. На самом Четласком Камне обычно они совершенно отсутствуют. Среди них найдены споры и водоросли среднедевонского возраста.

Живетский ярус (?)

Яранские слои. Эти слои лежат на коре выветривания пижемских слоев и сложены желтыми крупнозернистыми косослоистыми песчаниками, зелеными и красными глинами. Нередки глиняные гальки и знаки ряби течений. Мощность изменчива, достигает 20 м. Они выделяются в разрезе Верховской скважины (№ 4) на глубине 519—549 м. На основании спорово-пыльцевого анализа (И. А. Войтович) эти слои условно отнесены к верхам живетского яруса. Не исключается, однако, возможность принадлежности их нижнефранскому подъярсу.

Туфодиабазовые слои. Состоят из чередования лавовых покровов и слоистых туфов. Местами в основании залегают пласт диабазы с термальными контактами в кровле и подошве. Максимальная мощность 80—100 м.

Верхний отдел

Нижнефранский подъярус. *Пашийские и кыновские слои (?) или пестроцветные слои* (по С. В. Тихомирову). Подразделяются на три части. Возможно, нижняя часть одновременна туфодиабазовым слоям, она переходит в них по простираанию и, вероятно, относится к живетскому ярсу. В средней части эффузивный материал наблюдается лишь в виде обломков, примешанных к зеленоватым и сероватым песчаникам, алевроитам и глинам, из которых состоит и нижняя часть. Прослойки красных глин редки. В верхней части количество красных глин увеличивается и вверху она состоит из одних бордово-красных глин и известковистых алевроитов, последние с иероглифами флишевого типа. Общая мощность пестроцветных слоев крайне изменчива и колеблется от 10 до 100 м. Изобилует растительный детритус, в большом количестве споры. В нижней и верхней частях найдены эстерины; внизу — *E. vulgaris* Lutk., *E. rotundula* Lutk., *E. elegantula* Lutk., вверху — *E. timanica* Lutk.

В средней части найдены в большом количестве остатки рыб: *Asterolepis radiata* Rohon., *Bothriolepis cellulosa* Pand., *Holoptychius*. В верхней части найдены *Coccosteus*.

По этим рыбам возраст определяется как соответствующий под-снетогорским и снетогорским слоям ленинградского девона.

Саргаевские слои. Расчленяются на две части.

Средненские слои лежат на размытой поверхности бордово-красных глин и алевроитов пестроцветных слоев. Сложены синеваато-серыми глинами и брахиоподовыми известняками общей мощностью 5—6 м. Фауна содержит: *Ladogia meendorfi* Verp., *Elytha fimbriata* Conr., *Hypothyridina calva* Mark., *Anatrypa micans* Buch., *Atrypa velikaya* Nal.

Денисовские слои состоят из светло-серых водорослевых известняков, с прослоями известковых глин, мощностью до 12 м. Фауна состоит из (ближе неопределенных) брахиопод, строматопор, одиночных ругоз, криноидей. Водоросли относятся к роду *Girvanella*.

Среднефранский подъярус. *Синецельские слои.* Внизу — зеленовато-серые глины,верху — такие же алевроиты и песчаники с растительным детритусом, покрывающиеся прослоем сидерита. Мощность около 25 м. Фауны нет.

Нижневерховские слои. Внизу состоят преимущественно из известняков кораллово-строматопоровых и брахиоподовых,верху из зеленых глин с прослоями известняков и мергелей. Общая мощность около 37 м. Фауна нижней части включает брахиоподы: *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Atrypa bifidaeformis* Tschern., *Liorhynchus pavlovi* Müfke, *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *Anathyris svinordensis* Verp.; многочисленные пелециподы; ругозы; трилобиты; *Gephyroceras*. По возрасту она соответствует свинордским слоям. Фауна верхней части типичная семилукская с *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., *C. tenticulum* Verp., *Anathyris helmersenii* Buch.

Верхневерховские слои. Сложены светло-серыми известняками, местами коралловыми, и мергелями наибольшей мощностью 18 м. Фауна состоит из брахиопод, пелеципод и кораллов (*Macgeae socialis* Sosnk., *Spinophyllum sedwicki* E. H., *Prismatophyllum marginatum* Roem.). Эта фауна своеобразна и не имеет аналогов ни в ленинградском, ни в воронежском девоне. По стратиграфическому положению, возможно, она соответствует петинским слоям воронежского девона.

Верхнефранский подъярус. *Березовские слои.* Начинаются светло-желтым кварцевым песчаником со следами ползания червей, на которых лежат синеватые глины и серые песчаные глины с обломками панцирных рыб. Верхняя часть слоев состоит преимущественно из серых и красных косослоистых песчаников с линзами глин, с остатками растений. Мощность до 35 м. Морская фауна отсутствует.

Каменноручейские слои. Внизу сложены зелеными глауконитовыми косослоистыми песчаниками с *Lingula* и крупными обломками панцирных рыб *Psammosteus* и *Holoptychius*. Выше лежит черная глина с растительными остатками, местами с линзами сидерита. Мощность 10 м. Д. В. Обручев по рыбам сопоставляет каменноручейские слои с самым нижним горизонтом красноцветов, лежащим под смотинско-ловатскими слоями. По возрасту он относится к верхнефранскому подъярису.

Фаменский ярус в Среднем Тимане неизвестен и, вероятно, отсутствует; во всяком случае, он отсутствует по Печорской Пижме, где разрез заканчивается каменноручейскими слоями. Как видно из предыдущего, отсутствуют и морские фауны верхнефранского подъяруса. Эти два факта весьма существенно отличают Средний Тиман от Ухтинского района Южного Тимана, где почти все горизонты верхнего девона представлены морскими фациями, за исключением верхнефаменского подъяруса, также отсутствующего.

Изменения по направлению к югу, кроме появления новых морских фаций, выражаются также в значительном увеличении мощностей. Из

отдельных фактов можно отметить указываемое С. В. Тихомировым нахождение доманика с *Timanites* и *Tornoceras* в верховьях р. Выми.

Кроме изменения фаций по простиранию, С. В. Тихомиров (1948) отмечает еще более резкое их изменение вкрест простирания, выражающееся тем, что к западу уменьшаются мощности и карбонатно-глинистые морские фации сменяются песчано-глинистыми континентальными отложениями и, наконец, полным выклиниванием (в пределах Четласского Камня). Четласский Камень в течение всего девона был сушей, скорее всего прибрежным невысоким хребтом, сохранившимся со времени последней фазы каледонской складчатости, т. е. с конца силурийского периода.

Верховская структура разбуривалась и картировалась ухтинскими геологами. Отчет составлен Ф. Ф. Патрикеевым (1955 г.). Он по существу повторяет схему, выработанную С. В. Тихомировым, и даже упрощает ее, отказываясь от выделения ряда слоев в верхнем девоне.

Нижнюю толщу — пижемскую свиту С. В. Тихомирова — он называет доверхнеживетской, яранские слои — нижнечибьюскими, туфодиабазовые — верхнечибьюскими и относит их без палеонтологических доказательств к верхнеживетскому подъярсу. С. В. Тихомиров считал их нижнефранскими, пожалуй, с большим обоснованием.

Далее он выделяет нижнефранский подъярус, указывая на присутствие аналогов пашийских, кыновских и саргаевских слоев, но не выделяя их в самостоятельные подразделения, что является шагом назад по сравнению со схемой С. В. Тихомирова.

Среднефранский и верхнефранский подъярусы также не подразделяются на слои. Приводимая фауна та же самая, что и у С. В. Тихомирова. Положительной стороной схемы Ф. Ф. Патрикеева является выделение подъярусов во франском ярусе, но по детальности его схема уступает схеме С. В. Тихомирова. Имеют интерес лишь списки фауны.

Ниже приводится подразделение франского яруса для Среднего Тимана по Ф. Ф. Патрикееву (1955).

Нижнефранский подъярус. Алевролиты, аргиллиты, песчаники и известняки с *Lingula bicarinata* Kut., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Sch. timanica* Ljasch., *Camarotoechia aldogia* Nal., *L. mejendorfi* Vern., *Hypothyridina calva* Mark., *Atrypa timanica* Mark., *Lamellispirifer* cf. *novosibiricus* Toll., *Elytha simensis* Mark., *Estheria vulgaris* Lutk.

Среднефранский подъярус. Кремнистые известняки, черные глины, битуминозные сланцы с *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Sch. kremsi* Ljasch., *Stropheodonta* cf. *interstitialis* Phill., *Productella subaculeata* Murch., *Chonetipustula petini* Nal., *Liorhynchus pavlovi* Müfke, *Atrypa uralica* Nal., *Atr. naltovkini* Ljasch., *Atr. bifidaefoms* Tschern., *Atr. tubaecostata* Paeck., *Atr. tanaica* (?) Nal., *Atr.* cf. *velikaya* Nal., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schloth., *Cyrtospirifer disjunctus* Sov., *Cyrt. supradisjunctum* Sov., *Cyrt.* ex gr. *schelonius* Nal., *Cyrt.* cf. *tenticulum* Vern., *Adolfia* ex gr. *bifida* Roem., *Cyrtina demarllii* Bouch, *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch, *Anathyris helmersenii* Buch, *Spirorbis omphalodus* Goldf., *Aulopora serpens* Goldf.

Верхнефранский подъярус. Глины, алевролиты, песчаники и известняки с пиритизированными растительными остатками и следующей фауной: *Lingula subparallela* Sandb., *Stropheodonta dutertrii* Murch., *Productella* sp., *Atrypa ailinensis* Vern., *Atr. uralica* Nal., *Cyrtospirifer schelonius* Nal., *Spirordis omphalodes* Coldf.; остатки рыб — *Coccosteus trautscholdi*; остракоды — *Knoxites menneri* Eg., *Denella grandis* Eg.

4. СЕВЕРНЫЙ ТИМАН¹

Ранее исследования Северного Тимана носили маршрутный или узкотематический характер. Наибольшее значение среди них приобрели работы В. П. Бархатовой (1940), выделившей средне- и верхнедевонские отложения.

В 1937—1938 гг. изверженные породы Северного Тимана были изучены экспедицией Северной базы Академии наук СССР. Отчет о работах, основанный на личных наблюдениях и определениях Б. М. Куплетского, был составлен А. А. Черновым (1947б). Работа А. А. Чернова содержит наиболее полный и важный материал по эффузивно-осадочной толще Северного Тимана.

В 1953—1959 гг. исследования Северного Тимана проводил Л. С. Коссовой. Весьма детальный и интересный разрез фаменских и верхнефранских отложений составлен Г. И. Егоровым при разведке Волонгского месторождения угля в 1957 г. Благодаря широкому применению спорового анализа Л. С. Коссовому и Г. И. Егорову удалось обосновать расчленение континентальных отложений и выделить в них ряд свит.

Общий разрез девонских отложений на Северном Тимане представляется в следующем виде. Наиболее древними здесь являются кварцевые песчаники травянской свиты. Как правило, они обнажаются в осевой водораздельной части Северного Тимана, трансгрессивно перекрывая фаунистически охарактеризованные отложения силура или же более древние метаморфические и интрузивные породы. Стратиграфически выше залегает конгломерато-песчаниковая толща живетского яруса, трансгрессивно перекрывающаяся эффузивно-туфогенными и осадочными породами франского яруса верхнего девона. Общий разрез девонских отложений на Северном Тимане заканчивается толщей осадочных пород фаменского яруса, трансгрессивно перекрывающейся здесь терригенными породами нижнего карбона (рис. 40).

Средний отдел

Травянская свита. В пределах Северного Тимана отложения, выделенные Л. С. Коссовым в травяную свиту², распространены в осевой, водораздельной его части, где обнажаются в основном по долинам рек и придолинным участкам. В разрезе травянской свиты преимущественно распространены белые и светло-серые кварцевые песчаники, часто косо-слоистые, местами переходящие в гравелиты или же фациально замещающиеся конгломерат-песчаниками и мелкогалечными конгломератами. В средней части разреза свиты среди кварцевых песчаников залегают маломощные прослой желтых пластичных глин и темно-серых листоватых углей типа сапромикситов (А. А. Чернов, 1947 г.). Кварцевые песчаники обладают очень характерной косою, местами горизонтальной слоистостью, напоминающей слоистость подводных частей дельт (рис. 41).

Отложения травянской свиты крайне бедны органическими остатками. В средней (?) части ее разреза в алеволитах, залегающих в виде маломощного прослоя среди кварцевых песчаников, Н. Г. Пашкевич был определен комплекс спор, близкий комплексу калужских слоев северо-

¹ Описание девона этого района составлено Л. С. Коссовым.

² Объем свиты в настоящем очерке автором уменьшен за счет отнесения ее нижней части к верхнему лудлову на основании новых палеонтологических определений.

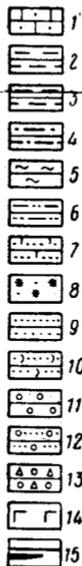
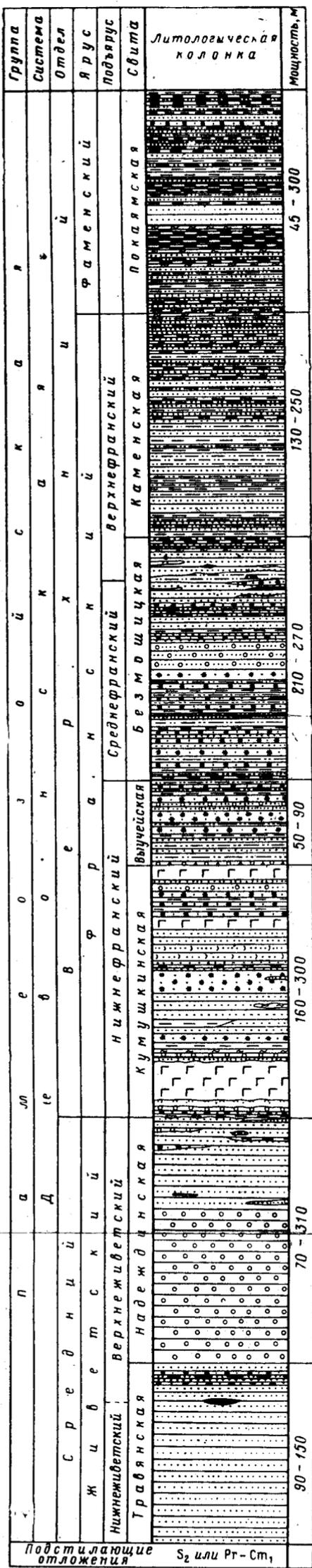


Рис. 40. Сводная стратиграфическая колонка отложений девона Северного Тимана (по Л. С. Коссовому)

1 — песчаные известняки; 2 — аргиллиты; 3 — углистые сланцы; 4 — углисто-глинистые сланцы; 5 — глинистые сланцы; 6 — алеволиты; 7 — известковистые песчаники; 8 — полимиктовые песчаники; 9 — кварцевые песчаники; 10 — туфопесчаники; 11 — конгломераты; 12 — конгломерат-песчаники; 13 — конгломерато-брекчии; 14 — базальты; 15 — прослои и линзы углей

восточной части Белоруссии (Г. И. Кедо, 1955). В сапромикситах, залегающих несколько выше алевролитов (но в средней части разреза свиты) согласно определениям Е. М. Андреевой и Н. Г. Пашкевич, обнаружены два спорово-пыльцевых комплекса, в целом соответствующие комплексу старооскольских слоев Русской платформы (Наумова, 1953) и комплексу, выделенному Е. В. Чибриковой (1959) в нижней части верхнеживетских отложений Башкирии. Помимо спор, в сапро-

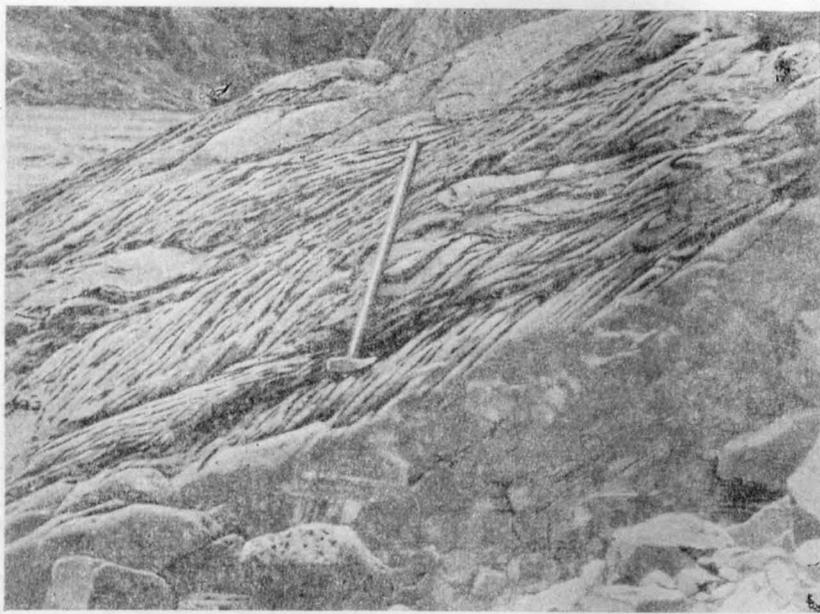


Рис. 41. Среднее течение р. Великой. Косая слоистость в кварцевых песчаниках травянской свиты. Фото Л. С. Коссового

микситах Л. С. Коссовым была найдена флора, в коллекции которой Н. М. Петросян определены: *Schuguria ornata* Tschirk., *Barrandeiopsis* cf. *beliakovi* Krysh., *Pteridorachis* sp. Форма *Schuguria ornata* Tschirk. впервые была описана из чувской свиты Урала. Растительные остатки, определенные как *Barrandeiopsis beliakovi*, весьма сходны с флорой, описанной из живетских отложений Западной Сибири. Отпечатки *Pteridorachis* принадлежат примитивным папоротникам, которые распространены в живетских и верхнедевонских отложениях. Мощность свиты не превышает 150 м.

Травянская свита в северо-западной части Северного Тимана залегает на метаморфических сланцах верхнепротерозойского возраста. В центральной части Тимана слагающие ее отложения со стратиграфическим несогласием перекрывают континентальные отложения лудловского яруса верхнего силура, в которых Л. С. Коссовым впервые была найдена фауна лудловских трематаспид. Столь же четкими являются взаимоотношения травянской свиты с вышележащими отложениями среднего девона. Как показали наблюдения в пределах Северного Тимана, рассматриваемые отложения согласно перекрываются конгломератами надеждинской свиты (рис. 42), в верхах которой найдены споры верхнеживетского подъяруса. Исходя из этого, а также учитывая изложенные выше биостратиграфические данные, возраст травянской

свиты определяется в пределах нижнеживетского и нижней половины верхнеживетского подъярусов среднего девона.

По характеру фаций травянская свита соответствует пижемским слоям Среднего Тимана и в значительной степени близка нижнечибыюским слоям Южного Тимана.

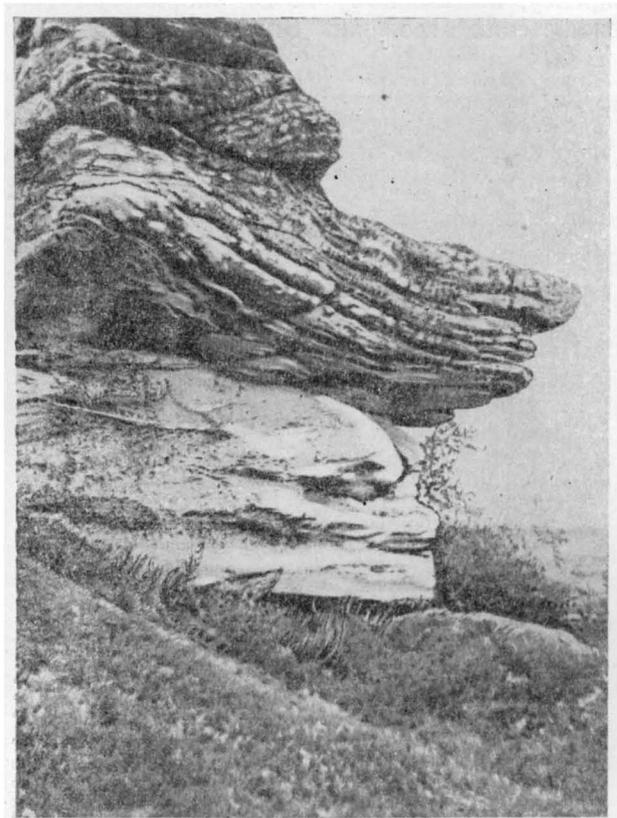


Рис. 42. Верховья р. Белой. Контакт конгломератов надеждинской свиты с кварцевыми песчаниками травянской свиты. Фото Л. С. Коссового

*Надеждинская свита*¹. Отложения, входящие в состав надеждинской свиты, имеют на Северном Тимане сравнительно небольшое распространение. В наиболее полном своем выражении они встречены в долине р. Великой и в устьевых частях ручьев Надеждина и Глубокого.

Надеждинская свита представлена довольно однообразными конгломератами и кварцевыми песчаниками. В нижней ее части залегает горизонт косослоистых, реже горизонтальнослоистых среднегалечных конгломератов, обнажающихся в долинах рек Великой, Кумушки, Белой, ручьев Надеждина и Глубокого. Они непосредственно покрывают здесь кварцевые песчаники травянской свиты. Галька размером от 3 до 8 см, реже до 10 см в конгломератах, обычно хорошо окатанная, принадлежит преимущественно молочно-белому кварцу. Встречается также галька кварцитов, алевролитов, глинистых сланцев, сери-

¹ Верхняя часть иевской свиты В. П. Бархатовой.

цито-глинистых сланцев и других метаморфических пород. Цементом конгломератов являются грубозернистые, косослоистые песчаники, в которых зерна кварца, обломки кварцитов, изредка граната заключены в глинистом, серицито-глинистом, местами цоизитовом цементе. Своеобразной фацией описываемых конгломератов являются так называемые баритовые конгломераты (А. А. Чернов, 1947б). Характерной особенностью последних является состав их цемента, основную массу которого составляет барит. Мощность горизонта конгломератов непостоянна и изменяется от 20 м в сводовой части Тиманского антиклинала до 175 м на его юго-западном крыле.

Верхние горизонты надеждинской свиты прослеживаются лишь на юго-западном крыле Тиманского антиклинала по долинам ручьев, прорезающих его почти вкрест простирания. Здесь они представлены в основном однообразными желтыми и палево-желтыми кварцевыми песчаниками, совершенно согласно залегающими на описанных выше конгломератах и трансгрессивно перекрывающимися базальными слоями кумушкинской свиты нижнефранского подъяруса.

Состоят песчаники в основном из кварца, наряду с которым часто присутствует и эффузивный материал в виде обломков сильноизмененного стекла. Состав цемента обычно пленочный, глинисто-кремнистый или пелитовый. Полная мощность кварцевых песчаников достигает 200 м.

Отложения надеждинской свиты крайне бедны органическими остатками. В кварцевых песчаниках, обнажающихся вблизи устья ручья Глубокого, были обнаружены: *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *Archaeozonotriletes venustus* Naum., *Acanthotriletes serratus* Naum. и ряд других спор. По мнению М. Ф. Соловьевой, эти находки позволяют проводить параллелизацию верхнего горизонта надеждинской свиты с верхней частью старооскольских слоев Центрального девонского поля.

Учитывая при этом взаимоотношения надеждинской свиты как с подстилающими, так и с покрывающими породами, возраст ее в целом, по-видимому, следует определять в пределах верхней половины верхнеживетского подъяруса.

Верхний отдел

Франский ярус

Кумушкинская свита. Наиболее типична в обнажениях на юго-западном крыле Тиманского антиклинала по долинам рек Волонги, Кумушки и Черной. Здесь она трансгрессивно залегаёт на породах силура (рис. 43) или среднего девона и характеризуется чередованием трех покровов базальтов с пачками осадочных пород. Верхняя граница свиты проводится по кровле третьего покрова базальтов, согласно покрывающегося красноцветами, содержащими ихтиофауну псковско-шелонских слоев.

В основании кумушкинской свиты залегаёт пачка базальных пестроцветных слоев, хорошо прослеживающихся в низовьях р. Черной, где наблюдается чередование аргиллитов с полимиктовыми песчаниками. В юго-восточном направлении в ней почти совершенно исчезают аргиллиты, появляются конгломераты и полимиктовые песчаники. Еще далее на юго-восток близ ручья Чакотник (в долине р. Волонги) в разрезе преимущественно распространены лишь конгломераты. По направлению к осевой части Тимана происходит выклинивание и этого горизонта. Соответственно изменяется и мощность пачки базаль-

ных слоев. Максимальна она в долинах р. Черной и ручья Глубокого, где достигает 12—13,5 м. В юго-восточном направлении она постепенно уменьшается и в долине р. Волонги не превышает 1,8 м. К востоку от этой реки базальные слои отсутствуют. Стратиграфически выше базальных слоев залегает покров базальтов мощностью 42 м. Далее вверх по разрезу в долине р. Кумушки прослеживается первая межбазальтовая пачка осадочных пород. Начинается она маломощным горизонтом конгломератов, выполняющих «ниши» и «карманы» раз-

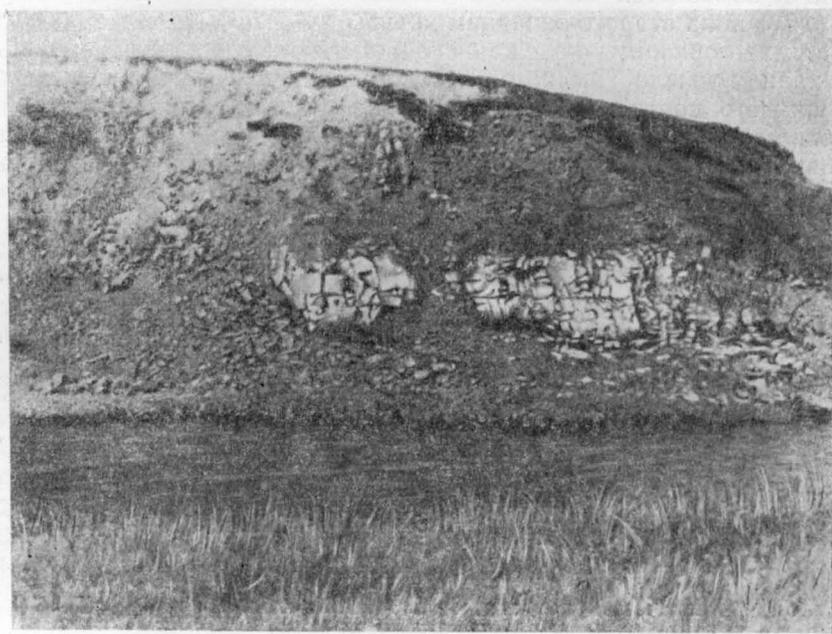


Рис. 43. Низовья р. Черной. Выходы известняков верхнего лландовери и их контакт с базальтами нижнефранского подъяруса. Фото Л. С. Коссового

мыва в крайне неровной кровле базальтов. Галька конгломератов представлена базальтами, туфопесчаниками и кварцем. Выше залегают полимиктовые песчаники, которые в свою очередь вновь покрываются крупногальчными конгломератами, переполненными хорошо скатанной галькой базальтов. В цементе конгломератов изредка наблюдаются крупные обломки стволов растений. Весь дальнейший разрез первой межбазальтовой пачки пород представляет собой в основном чередование мощных пластов косослоистых кварцевых песчаников с полимиктовыми песчаниками и несколько реже с аргиллитами и конгломерат-песчаниками. По направлению к осевой части Тимана характер первой межбазальтовой пачки резко изменяется, и здесь прослеживается лишь один горизонт мелкозернистых кварцевых песчаников, иногда содержащих фрагменты обуглившейся флоры.

Максимальная мощность первой межбазальтовой пачки пород 142 м.

Выше по разрезу залегает второй покров базальтов, обладающих ярко выраженной шаровой отдельностью. Прослеженная мощность его равна 13 м. Эти базальты перекрываются второй межбазальтовой пачкой осадочных пород. В ее разрезе, прослеженном в долине р. Кумушки, наблюдаются в основном конгломерат-песчаники и полимик-

товые песчаники, содержащие маломощные линзы углей и обуглившиеся растительные остатки. Мощность этой пачки 40—50 м.

Выше второй межбазальтовой пачки пород залегает третий покров базальтов (рис. 44), мощность которого не превышает 10—20 м.

В отложениях кумушкинской свиты наряду с неопределимыми растительными остатками найдено большое количество спор, позволяющих подойти к решению вопроса о ее возрасте. Так, в полимиктовых песчаниках, залегающих в основании разреза пачки базальных

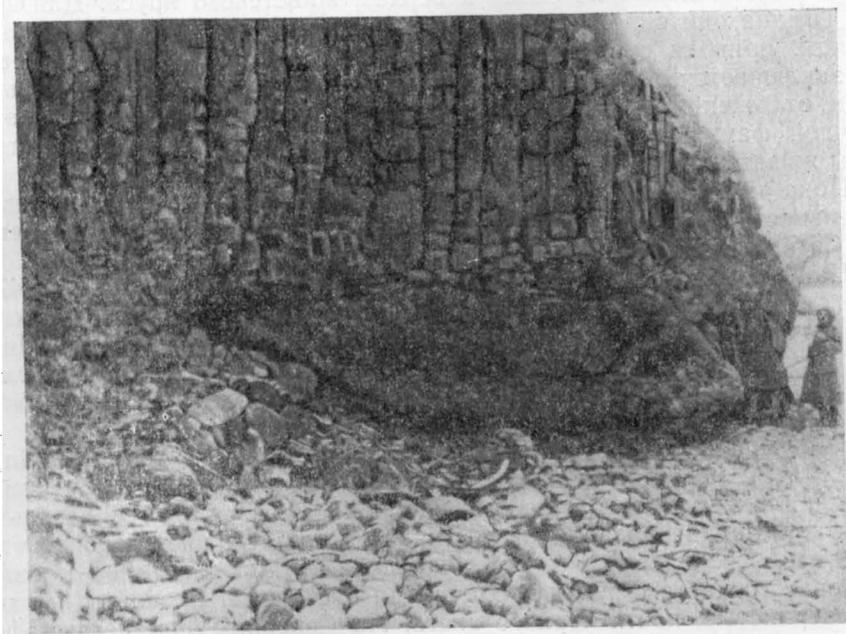


Рис. 44. Морское побережье. Мыс Чайчий. Базальты верхнего покрова кумушкинской свиты нижнефранского подъяруса. Чередование столбчатых базальтов с шаровыми лавами. Фото Л. С. Коссового

слоев и непосредственно покрывающих здесь верхний горизонт кварцевых песчаников надеждинской свиты, а также в туфопесчаниках, залегающих в нижней части первой межбазальтовой пачки, найден комплекс спор, максимальное процентное содержание в котором таких видов, как *Archaeozonotriletes micromanifestus* N a u m., *Arch. basilaris* N a u m., *Lophotriletes rugosus* N a u m. и др., позволяет сопоставлять низы кумушкинской свиты с нижней частью нижнещигровских слоев центральных областей Русской платформы.

В более верхних горизонтах кумушкинской свиты спорово-пыльцевой комплекс несколько меняется. Здесь широкое распространение получают такие виды, как *Lophozonotriletes excisus* N a u m., *Archaeozonotriletes rugosus* N a u m., *Arch. basilaris* N a u m. В то же время значительно уменьшается количество *Archeozonotriletes micromanifestus* N a u m.

Эти особенности спорово-пыльцевого комплекса позволяют, по мнению М. Ф. Соловьевой, проводить параллелизацию средней и верхней частей первой межбазальтовой пачки с верхней частью нижнещигровских слоев.

Таким образом, кумушкинская свита в целом может параллелизоваться с нижнещигровскими слоями центральных областей Русской

платформы. По своим литологическим особенностям и стратиграфическому положению кумушкинская свита соответствует пестроцветным слоям Среднего Тимана.

Этот важный вывод Л. С. Косового совпадает с мнением С. В. Тихомирова (1948), считавшего, что на Среднем Тимане эффузивы по простирацию переходят в нижнефранские отложения с рыбами, характерными для снетогорских слоев. Однако подобное заключение расходится с мнением ухтинских геологов, относящих эффузивно-осадочную толщу (верхнечибьюские слои) к верхам живетского яруса. Для Среднего Тимана они определяют возраст только по аналогии с Ухтинским районом, приводя существенные доказательства. Наиболее важное из них заключается в том, что эффузивная пачка покрывается пашийскими отложениями, на которых лежат кыновские слои с богатой и типичной фауной. Кроме того, в них найдены эстерины, псилофиты и споры живетского возраста.

Пока приходится допустить, что на Южном Тимане эффузивная деятельность началась раньше, в верхнеживетскую эпоху, а на Северном Тимане позже, в нижнефранскую эпоху.

Наиболее детально эта толща описана А. А. Черновым (19476). По его данным, эффузивная свита, залегающая в основании верхнего девона, отличается большим развитием базальтовых покровов. Число покровов местами (р. Большая Светлая) достигает 13, а общая мощность толщи 238 м, из которой на осадочные породы приходится около 20 м.

Эффузивы Южного Тимана, по данным А. П. Герасимова (Замятина, 19116), могут быть определены как диабазы. На Среднем Тимане А. А. Малахов отмечает присутствие как диабазов, так и базальтов, причем последние преобладают. Диабазы представляют собой среднезернистые, афанитовые, более разрушенные породы темно-серовато-зеленоватого цвета с редкими крупными пустотами. Базальты плотные, мелкозернистые, почти черного цвета. На Северном Тимане все эффузивы относят к базальтам (А. А. Чернов, 19476).

Выучейская свита прослеживается на восточном склоне Северного Тимана. На западном его склоне она почти повсеместно перекрыта четвертичными отложениями. Полный разрез свиты описан Л. С. Косовым по керну скважины, пробуренной в пос. Выучейском в 1958 г. В основании разреза свиты непосредственно на базальтах кумушкинской свиты залегают мелкогалечные конгломераты.

Вверх по разрезу они сменяются красновато-бурыми, существенно кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами и изредка известковистыми песчаниками. В средней части разреза залегают мощная пачка косослоистых полимиктовых песчаников, содержащих прослойки аргиллитов, алевролитов и изредка известковистых и кварцевых песчаников. Разрез свиты заканчивается пачкой пород, характеризующейся в основном чередованием красновато-бурых алевролитов и аргиллитов. Полная мощность свиты 90 м.

Из органических остатков в породах выучейской свиты Л. С. Косовым была обнаружена ихтиофауна. Кроме того, выделены спорово-пыльцевые комплексы. Так, из нижней части разреза свиты Д. В. Обручевым были определены: *Psammosteus* aff. *praecursor* O b r., *Bothriolepis* sp. ind., *Holoptychius* (?) sp. ind., *Onychodus*? sp. В породах этой же нижней части разреза Н. Г. Пашкевич был определен комплекс спор, характеризующийся максимальным процентным содержанием таких видов, как *Archaeozonotriletes basilaris* N a u m., *Arch. rugosus* N a u m., *Arch. micromanitestus* N a u m. и др. Вверх по разрезу, уже в 30 м от подошвы свиты, споры исчезают из разреза. В то же время в средней и

верхней частях разреза часто встречаются остатки ихтиофауны. Отсюда Д. В. Обручевым определены: *Psammosteus* aff. *megalopteryx* (Tr d), *Devononchus* cf. *tenuispinus* (Tr d), *Haplacanthus* cf. *perseensis* G r o s s., *Bothriolepis* sp. ind., *Holoptychius* sp. ind. и др.

По мнению Д. В. Обручева, указанный комплекс фауны свидетельствует о нижнефранском возрасте выучейской свиты. Причем в соответствии с приведенными биостратиграфическими данными нижняя часть выучейской свиты параллелизуется с верхами подснеготорских и нижнецигровских слоев, а средняя и верхняя части — с псковско-шелонскими слоями, соответствующими верхнецигровским слоям Центрального девонского поля Русской платформы.

Средне- и верхнефранский подъярус. *Безмошицкая свита*. Свита обнажается по долинам рек Сулы, Рассохи Безмошицы, Волонги и Великой, а также вскрыта скважинами в поселках Индиге и Выучейском. Она залегает на крыльях Тиманского антиклинала и характеризуется широким развитием туфогенно-осадочных пород, отличаясь от кумушкинской свиты отсутствием базальтов. В нижней части еереза, прослеженного по долине р. Сулы, залегают туфопесчаники, содержащие прослой полимиктовых песчаников и редкие маломощные линзы углей. В западном направлении они местами замещаются песчаниками, а в долине р. Рассохи Безмошицы среди туфопесчаников появляются прослой алевролитов и аргиллитов.

Разрез нижней части безмошицкой свиты заканчивается горизонтом однообразных косослоистых кварцевых песчаников. Средняя часть свиты представляет собой в основном чередование туфопесчаников и алевролитов. Верхняя часть безмошицкой свиты начинается конгломерат-песчаниками, в северном направлении, видимо, замещающимися желтоватыми кварцевыми песчаниками. В долине р. Сулы над конгломерат-песчаниками залегают алевролиты, переслаивающиеся с туфопесчаниками и изредка содержащие прослой кварцевых песчаников.

В северо-западном направлении этот общий характер разреза частично изменяется и в долине р. Рассохи Безмошицы довольно широкое распространение получают кварцевые песчаники. Еще далее в северо-западном и северном направлениях туфогенные породы совершенно исчезают из разреза, и в долине р. Волонги над горизонтом желтоватых кварцевых песчаников залегает пачка пестроцветных, иногда зеленых аргиллитов, переслаивающихся с алевролитами и известковистыми песчаниками, содержащими редкие обуглившиеся растительные остатки. Весь остальной разрез безмошицкой свиты представляет собой чередование мощных пластов косослоистых кварцевых песчаников с пачками тонко переслаивающихся между собой зеленоватых и коричневых аргиллитов. К последним приурочены также прослой углистых сланцев мощностью 0,2 м и углей, мощность пластов которых колеблется от 0,15 до 0,65 м. Максимальная прослеженная мощность безмошицкой свиты определяется в 210—270 м, по-видимому, она близка к полной мощности свиты.

В долине р. Сулы в алевролитах, залегающих в виде линз среди туфопесчаников самых нижних горизонтов безмошицкой свиты, был обнаружен комплекс спор: *Trachytriletes solidus* N a u m., *Archaeozonotriletes basilaris* N a u m., *Arch. naliokini* N a u m., *Arch. semilukensis* N a u m., *Hymenozonotriletes lacinosus* N a u m., *Stenozonotriletes definitus* N a u m. и др. По определениям М. Ф. Соловьевой, присутствие этого комплекса позволяет проводить параллелизацию нижней части безмошицкой свиты с семилукскими слоями центральных областей Русской платформы. Менее богаты спорами средние горизонты свиты. Однако и здесь были найдены отдельные формы, являющиеся доминан-

тами семилукских слоев. Из флоры в долине р. Сулы среди туфопесчаников и аргиллитов, залегающих в нижней части свиты, были найдены: *Meristopteris laciniata* Z al., *Svalbardia timanica* J a k o v l. sp. nov., *Aphlebiopteris* aff. *boegendorfiana* G o t. et Z i m. и др. Кроме того, здесь были обнаружены остатки зубов верхнедевонских кистеперых рыб *Eusthenopteron venjukowi* J a g w. и чешуя двоякодышащих рыб.

В средней части разреза безмошицкой свиты в полимиктовых песчаниках обнаружены остатки *Aphlebiopteris* aff. *boegendorfiana* G o t. et Z i m.

Приведенные данные спорово-пыльцевых анализов, а также то, что из флоры чаще всего встречаются *Arhlebiopteris* aff. *boegendorfiana* G o t. et Z i m. и *Svalbardia timanica* J a k o v l. sp. nov., характерные для франского яруса, дают возможность параллелизовать низы и среднюю часть разреза безмошицкой свиты с семилукскими слоями центральных областей Русской платформы. Подобная параллелизация увязывается не только с условиями залегания и соотношениями безмошицкой и кумушкинской свит, но и полностью соответствует спорово-пыльцевым комплексам, обнаруженным в верхних горизонтах этой свиты.

Из флоры в верхней части безмошицкой свиты среди алевролитов, залегающих в долине р. Сулы выше конгломерат-песчаников, были найдены: *Meristopteris laciniata* Z al., *Svalbardia timanica* J a k o v l. sp. nov. и *Aphlebiopteris* aff. *boegendorfiana* G o t. et Z i m., т. е. тот же комплекс, что и в низах безмошицкой свиты. В то же время спорово-пыльцевые комплексы, обнаруженные в породах верхней части безмошицкой свиты, существенно отличаются от комплексов более низких горизонтов.

Так, среди желтоватых кварцевых песчаников, прослеживающихся в долине р. Волонги не менее чем на 15 км, был обнаружен комплекс спор, в составе которого преобладают: *Archaeoperisaccus elongatus* N a u m., *A. mirus* N a u m., *Archaeozonotriletes semilucensis* N a u m., *Arch. rugosus* N a u m. var. *minor*, *Arch. variabilis* N a u m., *Hymenozonotriletes deliquescens* N a u m. Согласно заключению Н. Г. Пашкевич, этот комплекс близок спорово-пыльцевым комплексам, установленным С. Н. Наумовой (1953 г.) в ветласянских слоях Южного Тимана. Близким к указанному является и спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный в алевролитах, залегающих в еще более верхних горизонтах разреза свиты. Он характеризуется присутствием *Archaeoperisaccus mirus* N a u m., *Arch. concinnus* N a u m., *Leiotriletes microrugosus* N a u m., *Archaeozonotriletes rugosus* N a u m., *Arch. rugosus* N a u m. var. *minor*, *Arch. variabilis* N a u m., *Arch. naliokini* N a u m. и др. Спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный в глинисто-углистых сланцах, венчающих разрез безмошицкой свиты, характеризуется присутствием: *Archaeoperisaccus ovalis* N a u m., *Leiotriletes microrugosus* N a u m., *Archaeozonotriletes rugosus* N a u m. var. *minor*, *Arch. naliokini* N a u m. и в подчиненном количестве — *Leiotriletes nigratus* N a u m., *Trachytriletes solidus* N a u m., *Archaeozonotriletes hamulus* N a u m.

Согласно заключениям Н. Г. Пашкевич, этот комплекс аналогичен спорово-пыльцевому комплексу, установленному С. Н. Наумовой (1953 г.) в нижней части воронежских слоев Русской платформы. Исходя из изложенных биостратиграфических данных, возраст безмошицкой свиты может быть определен в пределах среднефранского и нижней части верхнефранского подъярусов верхнего девона. По стратиграфическому положению безмошицкой свите на Среднем Тимане, видимо, соответствуют верховские и березовские слои (Тихомиров, 1948).

Верхнефранский подъярус *Каменная свита*. Обнажается на отдельных участках восточного побережья Чешской губы между устьями рек Волонги и Сувойной. На восточном склоне Северного Тимана она вскрыта скважиной в пос. Индиге. Каменная свита представляет собой чередование алевролитов, аргиллитов и кварцевых песчаников, изредка содержащих растительные остатки. Характерной особенностью свиты является красноцветная окраска слагающих ее пород и полное отсутствие признаков угленосности. Согласно Г. И. Егорову и наблюдениям Л. С. Коссового, в нижней части разреза свиты преимущественно распространение имеют кварцевые песчаники, содержащие мощные прослои алевролитов и изредка аргиллитов. Средняя и верхняя части свиты характеризуются преимущественно распространением алевролитов, местами переслаивающихся с аргиллитами и кварцевыми песчаниками. Разрез каменной свиты заканчивается мощным (до 35 м) горизонтом желтоватых косослоистых кварцевых песчаников. Мощность свиты не превышает 250 м.

Верхний горизонт кварцевых песчаников каменной свиты согласно покрывается сероцветными алевролитами покаямской свиты фаменского яруса, что в достаточной степени точно определяет верхнюю границу свиты.

Менее определенной является нижняя граница свиты. Г. И. Егоровым она проводится по маломощному пласту глинисто-углистых сланцев безмошицкой свиты, подстилающихся мощной пачкой кварцевых песчаников, содержащих весьма характерные конкреции бурых железняков и железистых песчаников.

Фаменский ярус

Покаямская свита. Эта свита является самым верхним стратиграфическим горизонтом в общем разрезе верхнедевонских отложений Северного Тимана. Выходы ее на дневную поверхность наблюдаются на восточном побережье Чешской губы и в нижнем течении р. Волонги.

Как показали наблюдения, покаямская свита в целом представлена кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и несколько реже глинистыми сланцами и известняками. Местами среди этих пород встречаются пласты и линзы углей.

Вскрытые скважинами наиболее нижние горизонты свиты характеризуются чередованием алевролитов и аргиллитов, среди которых изредка встречаются прослои косослоистых кварцевых песчаников, глинистых сланцев, пиритизированных углистых сланцев и песчаных известняков, содержащих остатки фауны рыб и брахиопод. Средняя часть разреза свиты начинается мощным (до 35 м) горизонтом косослоистых кварцевых песчаников. Выше по разрезу последние сменяются чередованием алевролитов и аргиллитов, содержащих сравнительно мощные (до 0,55 м) пласты углей и значительно реже углистых сланцев. Верхняя часть свиты характеризуется преимущественным распространением однообразных кварцевых песчаников, среди которых изредка и в основном в самой верхней их части встречаются прослои алевролитов.

Стратиграфически выше песчаников залегает пласт конгломератов, являющийся базальным горизонтом сиатурейской свиты нижнего карбона. Полная мощность покаямской свиты не превышает 250 м. Как отмечалось, контакты покаямской свиты с подстилающими ее породами были вскрыты лишь на восточном побережье Чешской губы.

Здесь, по данным Г. И. Егорова, сероцветные алевролиты, содержащие маломощные прослои глинисто-углистых сланцев, совершенно

согласно покрывают верхний горизонт каменской свиты. Столь же четкими являются и соотношения покаямской свиты с покрывающими ее отложениями карбона. Это установлено В. П. Бархатовой (1936), а впоследствии подтверждено другими исследователями (Л. С. Коссовым, 1953 г., 1955—1957 гг.; Н. К. Захаровой, 1954 г.; Г. И. Егоровым, 1957 г.).

В настоящее время вполне определенно устанавливается и возраст покаямской свиты, несмотря на то, что в этом отношении долгое время существовали значительные разногласия. Так, в песчанистых известняках, залегающих в нижней части разреза свиты и прослеживающихся в долине р. Волонги не менее чем на 9 км, Н. К. Говорко в 1940 г. были найдены: *Bothriolepis* cf. *ornata* Eichw., *Holoptychius* sp., *Phyllolepis* sp. и *Bothriolepis* sp. По заключению Д. В. Обручева, фауна с р. Волонги имеет совершенно типичный состав и хорошо параллелизуется с нижней половиной фаменского яруса, в частности р. Мсты.

В 1957 г. в этих же известняках, помимо указанной ихтиофауны, Л. С. Коссовым были найдены: *Camarotoechia radiata* Na l. (in coll), *Schizodus* ex gr. *devonicus* Ver n., *Pteria* (*Pskovia*) cf. *sadonica* B. Na l. (in litt). Согласно Б. П. Марковскому, определявшему фауну брахиопод, *Camarotoechia radiata* Na l. (in litt) встречена в Арктике в комплексе с *Cyrtospirifer brodi* Wen., т. е. в нижней части фаменского яруса верхнего девона. По заключению Б. В. Наливкина, определенные им пелециподы также характеризуют низы фаменского яруса. В подстилающих известняки горизонтальнослоистых аргиллитах был обнаружен комплекс спор, характеризующихся присутствием *Lophozonotriletes lebedianensis* Na u m., *L. curvatus* Na u m., *Leiotriletes microrugosus* Na u m. и ряда других. Такой же комплекс спор обнаружен в тонкослоистых алевролитах, залегающих в 3,6 м выше кровли известняков.

Весьма характерны спорово-пыльцевые комплексы, установленные в породах средней части разреза покаямской свиты, среди которых преобладают: *Leiotriletes microrugosus* (J b r.) Na u m., *Lophozonotriletes curvatus* Na u m., *L. lebedianensis* Na u m., *Stenozonotriletes conformis* Na u m., *Archaeozonotriletes devonicus* Na u m. По определениям М. Ф. Соловьевой, подобный характер спорово-пыльцевых комплексов позволяет проводить параллелизацию средней части разреза покаямской свиты с лебедянскими слоями. В этой же части разреза Н. К. Говорко была найдена флора, среди которой А. Н. Криштофович определил *Bothrodendron kiltorkense* Na u g h t., свойственный отложениям самого верхнего девона Ирландии, о-ва Медвежьего и др.

Таким образом, на основании указанного комплекса фаунистических, флористических и палинологических данных представляется возможным относить покаямскую свиту к фаменскому ярусу и тем самым установить развитие отложений этого возраста на Северном Тимане. Фаменское море трансгрессировало с северо-востока, где фаменские морские отложения широко распространены.

ПОЛУОСТРОВ КАНИН

Девонские отложения на п-ове Канин известны на северо-западной и юго-восточной окраинах Канинского хребта, по рекам Талька-яха и Немзяга-яха, впадающих в губу р. Жемчужной или р. Большой Ойвы, и на морском побережье к востоку от нее.

Особенно полный разрез наблюдается по р. Талька-яха и по морскому побережью восточнее ее устья, где мощность девона определяется в 380 м. В основании разреза залегают конгломераты, состоящие

из галек слюдяных сланцев. После промежутка в 35 м обнажаются наиболее низкие горизонты девона — голубовато-фиолетовые, на поверхности буровато-красные, плотные тонкозернистые слюдистые песчаники (всего 2 м). В 50 м ниже по течению реки выступает голубовато-серый тонкозернистый тонкоплитчатый песчаник, падающий на ЮЗ 200° под углом 65—70°. Еще на 25 м ниже начинается непрерывное обнажение (длиной 110 м) голубовато-серых и зеленоватых тонкоплитчатых диагональнослоистых песчаников, с небольшими прослоями и линзами плотного коричневатого косослоистого конгломерата с мелкой галькой кварца. В песчаниках встречаются обуглившиеся неопределимые растительные остатки. Мощность песчаников 43 м. Ниже по реке местами выходят те же породы. Наблюдающаяся в них диагональная слоистость создает иногда иллюзию пликативных нарушений, в действительности же направление падения остается здесь тем же, что и выше по реке, при угле падения в 70—80°. Общую мощность развитых по реке песчаников и конгломератов можно оценить в 215 м.

В прилегающей части морского побережья обнажена только нижняя часть разреза мощностью немногим больше 100 м. На слюдяных сланцах, отделяясь от них перерывом в 40 м, залегают базальты, обнажающиеся на протяжении 30 м. Далее, после нового перерыва в 15 м, встречаются выходы голубовато-серых и красноватых слюдистых косослоистых песчаников, местами с обуглившимися растительными остатками; они падают на ЮЗ 200—210° под углом 40°. Выше в них имеются слои серого и светлого песка, серых и горчично-желтых глин и мелкогалечных кварцевых песчаников и конгломератов.

Е. М. Люткевичем в верхних грубозернистых песчаниках встречены остатки панцирных рыб — *Bothriolepis panderi* L a h u s., *Psammolepis paradoxa* A g a s s. Эти песчаники имеют верхнедевонский возраст, тогда как нижележащие эффузивы этот автор считает средним девонном. По мнению Д. В. Наливкина, по аналогии с разрезом Тимана более вероятен их нижнефранский возраст.

К северо-востоку от Канина хребта девон занимает довольно значительную площадь, будучи развит на морском побережье между реками Куломой и Таборовой к. северо-западу от мыса Микулкина. Обнажения девона известны также по рекам Таборовой и Сермюд-яхе.

В. Рамсей (V. Ramsay, 1911) наблюдал здесь преимущественно красные кварцевые песчаники, а также коричневатые и светло-желтые, причем последние очень богаты обугленными растительными остатками, образующими даже тонкие углистые скопления. В песчаниках встречаются стяжения пирита. Слоистость песчаников косая. В песчаниках встречаются биотит, хлорит и отдельные обломки полевого шпата.

Попадают тонкие прослой конгломератов с гальками (величиной с орех и до голубиноя яйца) сланцев, кварцитов, слюдистых кварцитов, гранитов и других пород Канина хребта. Разрез по р. Сермюд-яхе дает на протяжении 200 м обнажения той же песчаниковой толщи. Падение пород направлено на юго-запад под углом от 8 до 20°.

После изучения песчаников и конгломератов В. Рамсей пришел к заключению, что они образовались за счет разрушения Канина хребта и представляют собой континентальные отложения.

Однако условия образования канинского девона не могут считаться точно установленными. Вряд ли вся его толща могла образоваться за счет разрушения Канина хребта. Ее состав несомненно связан с более значительным переносом. Среди песчаников и конгломератов наличие хорошо окатанных галек и зерен указывает на значительный перенос текучими речными водами. Толща глин образовалась в водных бассейнах, частью временных, частью более постоянных (типа озер).

Близость к древним толщам Канина хребта и присутствие щебневых брекчий и конгломератов, сплошь состоящих из обломков метаморфических сланцев этих толщ, указывает на то, что снос с этого хребта имел место; не исключены принос издалека и связь с той речной долиной, дельта которой намечается на Северном Тимане.

Не совсем ясен и возраст этих отложений: мнения В. Рамсея и К. Воллосовича о верхнедевонском возрасте всей толщи являются наиболее правдоподобными. Сопоставление с разрезом Северного Тимана показывает, что выучейская и безмошицкая свиты обнаруживают с ним большое сходство. Последнее подтверждается и наличием в основании разреза покровов, являющихся, по-видимому, аналогом базальтов кумушкинской свиты. Мощность эффузивов на п-ове Канин значительно меньше, чем на Тимане.

Характерной особенностью девона п-ова Канин является значительная нарушенность его залегания. На юго-западе хребта он собран в складки, в которых на больших участках углы падения достигают $70-80^\circ$ и отчетливо выражено северо-западное простирание. На северо-востоке хребта складки значительно более пологие, углы падения южно около 10° .

ПЕЧОРСКАЯ ГРЯДА¹

Под Печорской грядой понимается ряд поднятий, простирающихся с северо-запада на юго-восток между Тиманом и Уралом и пересекающих среднее течение р. Печоры в районе с. Мутный Материк (рис. 45).

Девонские отложения Печорской гряды отличаются своеобразным строением и огромными мощностями, исключительно редкими для этой части разреза палеозоя на Европейской территории СССР. Для изучения этих отложений был использован главным образом

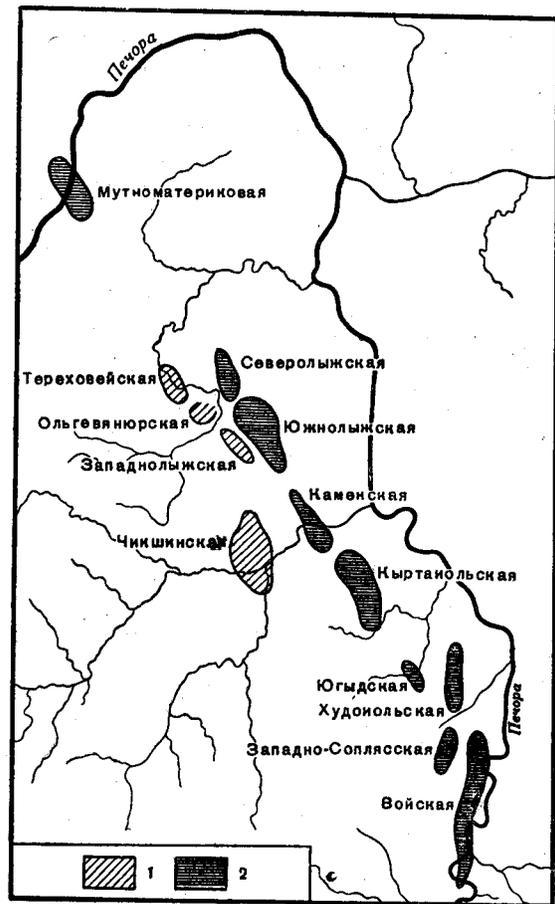


Рис. 45. Схематическая карта структур Среднего Припечорья

1—геофизические аномалии; 2—геологические структуры

резом керн и шлам буровых скважин, пробуренных у с. Мутный Материк на побережье р. Печоры и в бассейне ее левых притоков (Лыжи, Большой и Малой Кожвы).

Изучение разреза производилось ухтинскими геологами: М. М. Грачевским, П. Ф. Деминым, М. В. Касьяновым и др., при участии сотрудников ЦНИЛа Ухткомбината. М. М. Грачевским впервые произведено

¹ Описание девона этого района составлено Л. В. Добротворской.

стратиграфическое расчленение разреза девона Мутного Материка. Сотрудниками ЦНИЛа внесены некоторые изменения и уточнения в стратиграфическую схему и разработана стратиграфия девона Каменки и Кырта-Йоля (бассейн Большой и Малой Кожвы) на основании определений фауны и спор (М. И. Нефедова, Н. Н. Фотиева, Г. П. Мартынова, А. В. Дуркина, И. А. Войтович и др.) и литологического изучения керн и шлама (Л. В. Добротворская, Т. И. Кушнарева, Л. И. Филиппова, В. Ф. Захарова и др.).

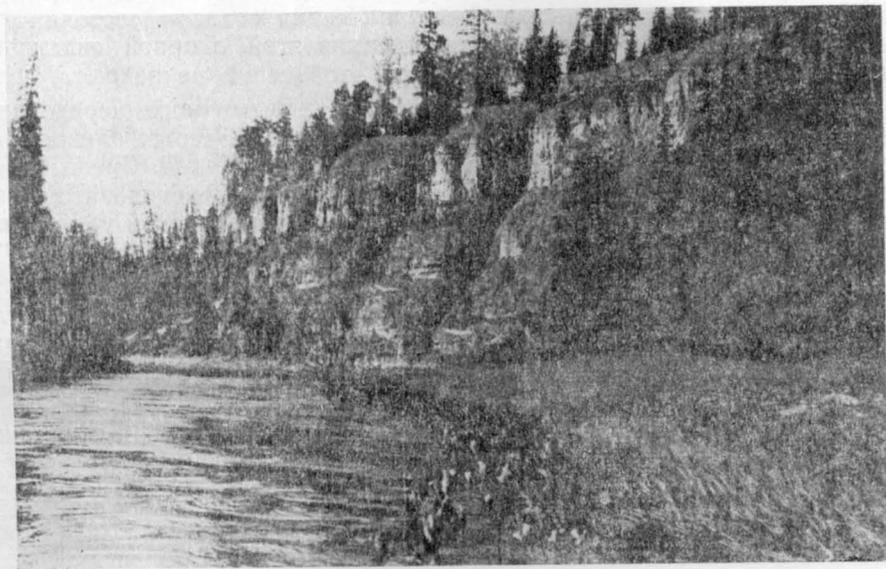


Рис. 46. Известняки фаменского яруса р. Каменки. Фото Г. А. Чернова

В бассейне рек Большой Кожвы и Большой Каменки, по берегам и в руслах рек, ручьев и канав выходят на дневную поверхность карбонатные отложения верхов фаменского яруса (рис. 46), а также осадки каменноугольного и пермского возраста.

Верхнедевонские породы обнажаются в сводах Каменского и Кырта-Йоля структурных поднятий. На склонах поднятий вскрываются каменноугольные и пермские отложения.

В северной части описываемой территории, в районе Мутного Материка и в бассейне р. Лыжи, обнажения коренных пород не установлены ввиду мощного развития четвертичных отложений. В своде Мутно-Материкового поднятия под четвертичными отложениями залегают непосредственно осадки нижней части верхнефранского подъяруса.

Опорная скважина у с. Мутный Материк прорезала полностью осадки средне- и нижнефранского подъярусов верхнего девона и вскрыла мощную толщу пород среднего девона, но не дошла, по-видимому, до их подошвы. На склонах поднятия пройдены верхнефранские и фаменские отложения. Кровля девона и верхняя часть фаменского яруса бурением не вскрыты. Общая мощность осадков девонской системы, вскрытых скважинами Мутного материка, превышает 3500 м.

Колонковые скважины в районе р. Лыжи дали разрез только фаменского яруса и не вскрыли нижней части этих отложений.

Скважинами Каменки и Кырта-Йоля пройдена мощная серия верхнедевонских осадков.

Стратиграфическое расчленение разреза девона Каменки и Кырта-Йоля и главным образом отбивка границ имеют нередко условный характер в связи с недостатком керна.

Средний отдел

Наиболее древними осадками, вскрытыми опорной скважиной Мутный Материк, являются отложения среднего девона.

К среднему девону отнесена мощная серия осадков, состоящих из песчаников, алевролитов и глин, пройденная этой опорной скважиной в интервале 1405,5—2197,2 м. Подошва этой серии не вскрыта.

В нижней части разреза лежит толща ритмичного чередования светло-серых песчаников, реже темно- и зеленовато-серых алевролитов с темно-серыми глинами преимущественно сидеритовыми. Среди темно-серых глин наблюдаются прослой голубовато- и зеленовато-серых, а в шламе были встречены комочки белой и светло-розовой каолиновой глины. Мощность 304,2 м.

Выше залегает толща, состоящая преимущественно из таких же алевролитов, переслаивающихся с песчаниками и сидеритовыми глинами. Встречены прослой конгломерата с сидеритовыми гальками разной формы и брекчиевидного алевролита с крупными обломками сидеритовой глины. Мощность 308,4 м.

Верхняя пачка представлена темно-серыми, почти черными, внизу более светлыми глинами аргиллитоподобными сидеритовыми; сверху глины темно-зеленовато-серые сильно алевролитистые, содержат примесь пирокластического материала и прослой туффита алевролитистого, глинистого. Мощность 179,1 м.

Всюду в породах распространен сидерит, местами пирит, много обугленных растительных остатков; в основании верхней толщи имеются линзы шамозита и конкреции фосфатов.

Верхняя глинистая толща содержит живетскую фауну филлопод (определения Е. М. Люткевича): *Estheria membranacea* Pascht., *E. pogrebovi* Lutk. Здесь же встречаются *Lingula* aff. *loewinsoni* Wen. и др.

В интервале 1584,5—1454,2 м встречены пелециподы, среди которых В. В. Наливкину удалось определить *Paracyclas infradomanica* sp. nov., *Pterochaenia* sp. и *Nordwestia* sp., а также неопределимые ядра острокоп, отпечатки гастропод, в линзах сидерита и фосфатов — обрывки мшанок и обломки панцирных рыб (остатки кистеперых рыб из рода *Glyptolepis*). В верхней части этой толщи найдены споры верхнеживетского типа (по заключению И. А. Войтович).

В глинистых прослоях среди алевролитов и песчаников нижележащих толщ на глубине 1672—2079 м встречены эстерины иного типа, но плохой сохранности.

Весь описанный комплекс отложений в литологическом отношении сложен сходными между собой типами пород и входит, по-видимому, в состав единого крупного седиментационного цикла осадконакопления. Поэтому автор относит всю эту серию пород к живетскому ярусу, причем нижняя ее часть отнесена к живетскому ярусу в значительной степени условно. Общая вскрытая мощность 792 м.

Граница между средним и верхним девоном проводится по исчезновению фауны филлопод и спор живетского типа в подошве алевролитопесчаниковой базальной пачки пашийских слоев франского яруса на глубине 1405 м.

Верхний отдел

Франский ярус

В разрезе франского яруса, согласно принятой унифицированной стратиграфической схеме девона, выделены нижнефранский, среднефранский и верхнефранский подъярусы.

Нижнефранский подъярус. В отложениях нижнефранского подъяруса выделяются пашийские, кыновские и саргаевские (шугуровские) слои¹. Пашийские и частично кыновские слои в опорной скважине Мутный Материк обогащены туффитовым материалом.

Пашийские слои. Эти слои залегают в основании франского яруса. Разрез начинается пачкой кварцево-туффитовых песчаников и алевролитов темного серо-зеленого цвета с прослоями глин. Последние содержат нижнефранские споры. Эта пачка является базальной, характеризуя собой начало трансгрессии нижнефранского моря. Отмечаются несколько нарушенное, по-видимому, несогласное налегание и грубая косая слоистость нижнего пласта этой пачки, состоящего из разнозернистых песчаников, лежащих на плотных горизонтальнослоистых глинистых породах верхнеживетского возраста. Мощность пачки 35,5 м.

Выше песчано-алевролитовые породы переходят в глинистые темного серо-зеленого цвета с подчиненными прослоями алевролитов. В глинах найдены перекристаллизованные раковины брахиопод, пелеципод и споры нижнефранского типа. Мощность пачки 107 м.

Заканчиваются пашийские слои пачкой косослоистых, большей частью туффитовых алевролитов и песчаников преимущественно темно-серо-зеленых оттенков с прослоями туффитов и глин. Мощность 70 м.

Туффиты состоят из пирокластического материала — вулканического стекла и пепла, с небольшой примесью обломков палагонита. Туффитовый материал, большей частью перекристаллизованный хлоритизированный, встречается во всех породах пашийских слоев, которые содержат также линзы и включения сидерита и обугленный растительный детрит. Общая мощность пашийских слоев 212 м.

В Каменском поднятии пашийские слои выделены по литологическим признакам в разрезе скв. 4 (Каменка). Они представлены алевролитами и песчаниками кварцевыми, частично пропитанными нефтью, с подчиненными прослоями глин, с примесью обугленного растительного детрита.

Кыновские слои, вскрытые опорной скважиной Мутный Материк, можно расчленить на две пачки. В нижней пачке преобладают пестрые глины с подчиненными прослоями зелено-серых и темно-серых хлоритокварцевых песчаников и алевролитов. Песчано-алевролитовые породы содержат значительную примесь переотложенного пирокластического материала.

Верхняя пачка представлена глинами зелено-серых оттенков и только в самой верхней части встречаются прослои коричневатых и шоколадно-серых глин. Имеются тонкие линзовидные прослои известняка главным образом в верхней части слоев.

Породы содержат конкреции, линзы и обильные сферолиты сидерита, железистый хлорит, часто оолитового строения, присутствует также тонко распыленный пирит; в темно-зелено-серых и коричневых глинах — обильные обугленные растительные остатки.

¹ На совещании в г. Свердловске 1956 г. саргаевские слои отнесены к среднефранскому подъярису.

Из органических остатков найдены: брахиоподы — *Cyrtospirifer* cf. *murchisonianus* (Vern. non Kon.), *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Lingula* aff. *rectangularis* Ljasch.; филлоподы — *Estheria vulgaris* Lutk., пеллециподы (*Leptodesma*, *Buchiola* и др.), ядра ортоцератид, мшанки, гастроподы, неопределимые остатки остракод, криноидей (в известняках). В верхней части в прослоях известняков встречены, кроме того, тентакулиты и перекристаллизованные остатки радиолярий. Из этой же части слоев И. А. Войтович был определен комплекс спор нижнефранского возраста.

Кыновские слои Каменки — Кырта-Йоля, судя по шламу и данным электрокаротажа, значительно богаче песчаниками и алевролитами, чем те же слои в разрезе Мутного Материка.

Граница кыновских и саргаевских (шугуровских) слоев проводится по исчезновению в разрезе пестроокрашенных глин, по наличию в кровле тонких прослоев известняка и появлению выше них саргаевских остракод (опорная скважина Мутный Материк). Мощность кыновских слоев Мутного Материка 236 м.

Мощности пашийских и кыновских слоев Каменки — Кырта-Йоля, по-видимому, того же порядка, что и в разрезе Мутного Материка. Проведение границ, однако, является неясным и спорным из-за недостатка керн.

Саргаевские (шугуровские) слои. К аналогам саргаевских (шугуровских) слоев отнесена толща глин аргиллитоподобных темно-серых и темно-зеленовато-серых известковистых, большей частью тонколистватых, с тонкими линзовидными прослоями мергеля и известняка в верхней части.

Из органических остатков встречаются *Lingula* sp., *Buchiola* sp. и другие пеллециподы, птероподы, цефалоподы — *Orthoceras*, *Bactrites*; остракоды — *Entomis* ex gr. *jaregae* Mart.

В породах найден комплекс спор устьярского — саргаевского типа (по данным С. Н. Наумовой и Н. Г. Пыховой).

Аналоги саргаевских слоев в районе Каменка — Кырта-Йоля состоят из темно-серых и черных аргиллитоподобных глин и отличаются наличием прослоев песчаников и алевролитов.

Граница между нижнефранским и среднефранским подъярусами в разрезе опорной скважины Мутный Материк проводится на глубине 797,3 м.

Здесь глинистые аргиллитоподобные породы сменяются черными битуминозными известняками и мергелями, часто кремнистыми, с прослоями аргиллитов и глин. Мощность саргаевских слоев в районе Мутного Материка 160 м.

Мощность всего нижнефранского подъяруса 608 м.

Верхняя граница нижнефранского подъяруса проводится в районе Каменка — Кырта-Йоля в подошве пласта битуминозных черных кремнистых сланцев. Мощность саргаевских (шугуровских) слоев здесь (в юго-восточном направлении) сильно сокращается и колеблется от 49 до 58 м.

Среднефранский подъярус. Среднефранские отложения состоят из мощной толщи битуминозных кремнистых глинисто-известняковых осадков, чередующихся с алевролито-песчаниковыми и глинистыми породами. Возраст их определяется по нахождению спор среднефранского типа и по литологическим признакам; они характеризуются большим содержанием фауны птеропод, радиолярий, ортоцератид, бухиол. В них выделяются доманиковые и мендымские слои.

Доманиковые слои. В разрезе опорной скважины Мутный Материк нижняя часть среднефранских отложений состоит из темно-серых и чер-

ных, частично кремнистых, битуминозных известняков и доломитисто-известковистых мергелей, с прослоями темно-серых и реже серых известковистых глин, большей частью аргиллитоподобных.

Вышележащая пачка состоит из переслаивания битуминозных известково-кремнистых сланцев, мергелей, известняков, черных силицитов — радиоляритов. Над ними залегает пласт темно-серой глины.

Фаунистические остатки состоят из лингул, редко лиоринхусов, бухиол и других пелеципод плохой сохранности, тентакулитов, стилиолин, спикул губок, члеников криноидей. В нижней части, кроме того, встречены отпечатки и ядра ортоцератид.

В аналогичной кремнистой пачке в скв. 4 (Мутный Материк), А. В. Дуркиной определены два вида радиолярий, широко распространенных в доманиковых слоях западного склона Урала: *Trilonche vetusta* Hinde, *Xiphosphaera echinatum* Hinde.

Найдены растительные остатки (споры, пыльца) среднефранского типа (по С. Н. Наумовой, Н. Г. Пыховой и И. А. Войтович).

А. В. Дуркина и Т. И. Кушнарева проводят границу между доманиковыми и мендымскими слоями в подошве глинисто-песчано-алевролитовой пачки по литологическим признакам и по появлению в вышележащих отложениях фораминифер. В последних комплекс фораминифер наряду с большим развитием фауны тентакулитов, стилиолин, радиолярий сходен со встреченными в мендымских слоях Волго-Уральской области.

Мендымские слои. Переслаивание кварцевых песчаников серых мелкозернистых, пропитанных нефтью, с алевролитами темно-серыми, глинистыми и глинами темно-серыми с зеленоватым оттенком. В нижней части преобладают алевролиты, выше в разрезе опорной скважины наблюдается мощная пачка кварцевых разнозернистых песчаников, быстро выклинивающаяся в направлении на запад. Над нею залегает пачка органогенных, преимущественно строматопорово-водорослевых известняков.

Вышележащие отложения состоят из многократного циклического чередования пород: известняковых конгломератов — брекчий, известняков органогенно-обломочных песчаных, иногда песчаников, алевролитов, мергелей, органогенных известняков, битуминозных черных силицитов и битуминозных сланцев.

Граница между средне- и верхнефранским подъярусами проводится по фауне фораминифер и появлению характерной верхнефранской фауны брахиопод.

В мендымских слоях, кроме указанной выше фауны, встречены остатки губок, криноидей, строматопор, плохой сохранности брахиопод, пелеципод, водоросли *Girvanella* и др.

В районе Каменки к среднефранскому подъярису отнесена толща, богатая черными и темно-серыми битуминозными известняково-кремнистыми и глинистыми аргиллитоподобными породами с прослоями песчаников и алевролитов.

В Кыртайольском районе (скв. 2, Кырта-Йоль) весь разрез обогащен битуминозными известняково-кремнистыми породами и содержит мало песчаников и алевролитов, но в известняках, мергелях и аргиллитах часто наблюдается значительная примесь кварцевых зерен.

Граница средне- и верхнефранского подъярусов в разрезах Каменки и Кырта-Йоля проводится несколько условно, по сопоставлению с Мутным Материком (отчасти по фауне фораминифер и по литологическим признакам) в подошве II (сверху) пачки битуминозных песчаников.

Мощность отложений, отнесенных к среднефранскому подъярису составляет: в районе Мутного Материка 426 м, Каменки 300—320 м, Кырта-Йоля 420 м.

Верхнефранский подъярус. Здесь впервые появляются типичные верхнефранские фораминиферы, а несколько выше брахиоподы и остракоды. Т. И. Кушнарева выделяет в верхнефранском подъярису три толщи (снизу вверх):

1. Циклично-ритмичное чередование пород: серых известняковых конгломератов, песчаников, алевролитов, глин, мергелей, темно-серых известняков, изредка черных кремнистых битуминозных пород. Мощность 133,4 м.

2. Глинистая толща серого и зеленовато-серого цвета, иногда с буро-фиолетовым оттенком, в разной степени известковистая, с прослоями мергелей и известняков. Мощность 686 м.

3. Верхняя карбонатная толща (или пачка) известняков, внизу глинистых, выше доломитистых, переходящих в доломит. Мощность 47,3 м.

В этой части разреза найдена довольно многочисленная фауна, среди которой характерными являются брахиоподы: *Theodossia* ex gr. *anossofi* Ver n., *Theodossia* cf. *evlanensis* N a l., *Th.* cf. *uchtensis* N a l., *Hypothyridina* cf. *cuboides* So w.

Граница франского и фаменского ярусов проводится в кровле доломитов, носящих следы выщелачивания и разъедания. На них ложатся песчаники фаменского яруса с доломитовым цементом, а выше в карбонатных прослоях содержится фаменская фауна.

Общая мощность верхнефранского подъяруса, вскрытого структурно-колонковыми скважинами Мутного-Материка, около 867 м.

Верхнефранские отложения Каменки — Кырта-Йоля начинаются внизу пачкой песчаников кварцевых, битуминозных (II пачка), местами конгломерато-брекчиевых, с прослоями глин, известняков, реже черных силицитов-радиоляритов. Конгломерато-брекчиевые песчаники содержат обломки известняков и других осадочных пород. Наблюдается циклично-ритмичное чередование пород.

Выше следует пачка с преобладанием темно-серых известковистых глин и мергелей с обугленным растительным детритом, обогащенных пиритом, и снова алевролитопесчаниковая битуминозная пачка с прослоями глин и реже битуминозных известняков (I пачка).

На ней лежит мощная толща мергелистых пород темно-серых и зеленовато-серых, внизу более глинистых, часто обогащенных пиритом, сверху непосредственно переходящих в подобные же породы фаменского возраста. Мощность мергелистой толщи, отнесенной к верхнефранскому подъярису, около 803—915 м.

Верхнефранский возраст осадков определяется в основном по фауне фораминифер и остракод, отчасти по спорам и пыльце.

Граница между франским и фаменским ярусами в разрезе Каменки и Кырта-Йоля проводится весьма условно по появлению в керне мергелистых пород комплекса остракод, характерного для ижемских слоев фаменского яруса Южного Тимана. Возможно, что граница эта должна быть опущена, так как ниже лежит мощная пачка почти немых мергелистых пород.

Мощность верхнефранского подъяруса (условная): в Каменской структуре около 1009—1165 м, в Кырта-Йоле около 1140—1230 м.

Мощность всего франского яруса, полностью вскрытого в Мутно-Материновом поднятии, около 1900 м.

Фаменский ярус

Ниже фаменский подъярус (ижемские слои). В районе Мутного Материка отложения подъяруса начинаются трансгрессивной пачкой песчаников и алевролитов, залегающих на доломитах и известняках франского яруса. Выше следует чередование песчаных

пород с известковистыми глинами и мергелями серого и зеленовато-серого цвета, с прослоями органогенных водорослевых и брахиоподовых известняков. Далее идет чередование глинисто-мергелистых и известняковых пачек.

Нижнефаменский подъярус Каменского и Кыртайольского подъяртий сложен в нижней части темно-серыми, с зеленоватым оттенком, мергелями мощностью 162—247 м часто алевритистыми, в средней части — известняками, чередующимися с мергелями, и в верхней — в основном микрокристаллическими и пелитоморфными известняками. Встречаются органогенные и органогенно-обломочные известняки.

Отложения нижнефаменского подъяруса содержат характерную фауну брахиопод и остракод. В нижней части распространен ижемский комплекс остракод, выше — своеобразный «кожвинский» комплекс, типичный для Печорской гряды. Верхняя часть разреза является маркирующим горизонтом, очень важным для корреляции разрезов девона Печорской гряды. М. В. Касьяновым и Г. П. Мартыновой для этого горизонта было предложено наименование «кожвинские» слои, а для нижней части было оставлено название «ижемские» слои. Однако в целом весь нижнефаменский подъярус Печорской гряды соответствует ижемским слоям Южного Тимана и поэтому Л. В. Добротворская считает наиболее правильным нижнюю часть подъяруса Печорской гряды с ижемским комплексом остракод именовать *нижнеижемскими* слоями (мощность 340—440 м), а верхнюю часть с кожвинским комплексом остракод — *верхнеижемскими*, или *кожвинскими*, слоями (мощность 187—251 м)¹.

Из брахиопод наиболее характерными являются: *Cyrtospirifer archiaci* Mueh., *Chonetipustula* cf. *lachrymosa* Conr., *Productella herminae* Fiesch. Присутствуют обломки криноидей, фораминиферы, споры фаменского типа, остатки водорослей. Мощность (условная) нижнефаменского подъяруса в районе Мутного Материка 736 м, Каменки — Кырта-Йоля 556—668 м.

Верхнефаменский подъярус (каменские слои)². В разрезах Каменки, Лыжи и Кырта-Йоля представлен карбонатными породами. Выделяются две толщи:

1. Нижняя толща складывается органогенно-обломочными известняками, чередующимися с микрокристаллическими пелитоморфными и органогенными известняками, содержащими прослой мергелей. В верхней части толщи залегает маломощная пачка переслаивания мергелей, глин, известняков, иногда с прослоями доломитов и гипса. Здесь встречены *Cyrtospirifer lebedianicus* NaI. Мощность 240—265 м.

2. Верхняя толща состоит из органогенных, большей частью водорослевых доломитистых известняков и чередования доломитов и известняков (в кровле). Фауна: *Cyrtospirifer petschoricus* Fot., *Productella scyphyca* NaI., *Astarte socialis* Eichw. Найдены единичные *Septatourayella rauserae* Reit. и *Endothyra communis* Raus. Мощность 200—220 м и иногда более.

В обеих толщах распространены: *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* Mueh., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch, *Camarotoechia pulchra* Nef., *Camarotoechia*, сходная с *C. grasica* NaI. Многочисленные остатки водорослей *Nodosinella*.

¹ В своих работах Т. И. Кушнарера также весь нижнефаменский подъярус именует ижемскими слоями и их верхнюю часть выделяет под названием «кожвинского горизонта».

² Название этим слоям дано Л. В. Добротворской и А. Я. Кремсом в 1950 г. по р. Большой Каменке. На Северном Тимане наименование «каменская свита» дано отложениям верхнефранского подъяруса.

Выявлен комплекс остракод, среди которых характерны верхнефаменские формы *Cavellina tambovensis* Z a s p., *Famenella incondits* P o l. Всюду встречаются многочисленные примитивные однокамерные фораминиферы: архесферы, вицинисферы, паратураммины и др.

Общая мощность каменных слоев верхнефаменского подъяруса от 450 до 560—600 (?) м.

В районе Мутного Материка вскрыты только низы каменных слоев.

Граница девона и карбона устанавливается в кровле известняка, завершающего доломито-известняковую пачку с фаменской фауной, и в подошве терригенно-известняковой пачки с брахиоподами и остракодами турнейского типа и многочисленными фораминиферами *Endothyra communis* R a u s. (А. В. Дуркина, 1955 г.; Н. Н. Фотиева, 1953 г.).

Изучение девонских отложений Печорской гряды позволяет установить здесь наличие основных формаций, отвечающих начальным этапам трансгрессии живетского (эйфельского) и франского моря, имевших широкое распространение на Тимане, в восточной части Русской платформы и во всей Волго-Уральской области. Наблюдаются также трансгрессивные отложения начала мендымского времени среднефранского века и начала фаменской эпохи.

Фациальный анализ осадков среднего и верхнего девона дает представление о широком и мощном развитии в районах структур Печорской гряды песчаных и глинистых отложений морского характера. Море наступало с востока и юго-востока, так как в этих направлениях по правому берегу Печоры развиты преимущественно карбонатные осадки. Источники сноса кластического материала находились в основном на западе и северо-западе.

Такого типа отложения могли возникать под влиянием двух основных факторов: интенсивного погружения и быстрой компенсации областей прогибания обломочным материалом, сносившегося с суши, расположенной на сравнительно недалеком расстоянии. Эти участки суши, по-видимому, находились под длительным воздействием агентов денудации при специфической климатической и тектонической обстановке. В осадках среднего и верхнего девона имеют широкое распространение минеральные образования, возникшие в восстановительных условиях морской среды.

СЕВЕРНЫЙ УРАЛ

Девонские отложения Северного Урала представляют собой мощную толщу морских осадков, залегающих между морскими силурийскими и каменноугольными отложениями. Преобладающее развитие имеют известняки; нередки обломочные породы, играющие, однако, всюду подчиненную роль. В одном районе, на Тима-Изе (бассейн р. Подчерема), в девонских отложениях встречены основные изверженные породы (Варсановьева, 1934а, 1940; Добролюбова, 1935). На всей рассматриваемой территории девон сильно дислоцирован и выходит на поверхность узкими полосами в области западных его предгорий, распространяясь местами в западные окраины горной полосы и в области Печорской низины.

На юге по рекам Верхней Печоре и Илычу выделяются две полосы девона, из которых восточную пересекают верховья указанных рек, западную же пересекают их средние течения. Западная полоса подразделяется в свою очередь на ряд отдельных полос, слагающих, по-видимому, одну систему складок. Севернее, на реках Подчереме, Щугоре и его притоках, Малом и Большом Патоке, девонские отложения образуют несколько полос, участвующих в сложных дислокациях этого

района. Наиболее восточная полоса располагается к западу от восточной гряды парм, от истоков р. Илыча до р. Большого Патока; далее к западу девон выходит на крыльях складок как Южного Тимаизского, так и Северного Саблинского поднятия. Еще дальше на север, по-видимому, продолжением этих полос являются выходы девона в верховьях рек Кожима и Косью, притоков р. Усы, и в южном окончании гряды Чернышева на реках Заостренной и Шарь-ю. На левобережье р. Печоры девонские отложения обнаружены в ядре антиклинали р. Большой Кожвы, где они представляют исключительный интерес ввиду наиболее западного положения этого выхода.

Девонские отложения Северного Урала представлены всеми тремя отделами этой системы.

Нижний отдел

Установление нижнедевонских отложений на описываемой территории представляет известные трудности в одних случаях вследствие недостаточной палеонтологической охарактеризованности этих отложений, а в других из-за отсутствия четких общепринятых биостратиграфических границ для нижнего отдела девонской системы.

Палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего девона известны по р. Печоре в районе Больших Манских Болванов. Здесь впервые для Урала Н. Н. Иорданский (1933а) выделил характерную для жединского яруса смешанную силуро-девонскую фауну, аналогичную фауне манакских слоев, которая ранее Д. В. Наливкиным (1926) была выделена в Средней Азии.

В дальнейшем такого же типа фауны были встречены и в более южных районах Урала. Брахиоподы жединского яруса Свердловской области были монографически изучены А. Н. Ходалевицем (1951).

По правому берегу р. Печоры у «Нижних Ключей», в районе Больших Манских Юрт, из герцинских известняков Н. Н. Иорданский (1933а) определил следующий комплекс фауны, характерной для жединского яруса: *Bilobites* cf. *biloba* L., *Gypidula procerulas* Baгг., *Wiesonella princeps* Baгг., *Atrypa signifera* Schm., *Atrypa granulifera* Baгг., *Carinatina arimaspus* Eichw., *Karpinskia conjugula* Tschern.

В этом же районе по р. Печоре выступает мощная толща фаллитовых сланцев с прослоями и линзами известняков и песчаников с *Camarotoechia nympha* var. *psycha* Baгг., *Karpinskia fedorovi* Tshern., *Spirifer schmidtii* Lindstr., *Pseudochonophyllum heliantoides* Scherzer, *Columaria minor* Soshk. Кроме того, в верхнем горизонте толщи получают распространение массивные известняки с *Karpinskia conjugula* Tschern. и колониями: *Columnaria floriformis* Soshk., *Fasciphyllum petchorense* Soshk., *Pseudoamplexus ligeriensis* Baгgois. Мощность этих известняков часто превышает 100 м.

Список брахиопод и кораллов из толщи глинисто-фаллитовых сланцев с подчиненными известняками с *Karpinskia*, приводимым в работе В. А. Варсанофьевой (1940), возможно, отвечает не только жединскому ярусу, но и более высоким стратиграфическим горизонтам низов девона. Однако этот исследователь названную толщу, с вышеприведенной фауной, считает возможным относить к жединскому ярусу.

К кобленцкому ярусу в районе Верхней Печоры В. А. Варсанофьева условно относит выступающие восточнее темно-серые рассланцованные серицитизированные известняки, с подчиненными прослоями глинистых сланцев и песчаников, мощностью до 100 м.

О. А. Кондияйн и А. Г. Кондияйн в районе Верхней Печоры к жединскому ярусу относят толщу битуминозных известняков и углесто-

глинистых сланцев с *Spirifer (Howellella) valnevi* Nikif., *Spirartrupa* ex gr. *aspera* Schloth., *Atrypa reticularis* L., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth и др., выступающую у устья Большой Порожной (определение фауны М. А. Ржонсницкой). Слои, которые названные исследователи относят к кобленцкому ярусу с *Urcinula* cf. *parallelepipedus postereviensis* Rzon., *Atrypa kolymenensis* Nal. и др., скорее всего следует относить к эфельскому ярусу.

Затем палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего девона Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой (1935) были выделены в бассейне рек Подчерема и Шугора. Здесь к нижнему отделу девона отнесены доломиты и доломитизированные известняки, с подчиненными прослоями известковистых и глинистых сланцев, мощностью до 500 м.

В верхних горизонтах этой толщи была встречена следующая фауна: *Whitfieldella prosseri* Grab., *Spirifer importunus* Baug., *Pashy-pora orthostachis* Rep., *P. cervicornis* Blainv., *Leperditia tyraica* Schm., *L. phascolus* His., *L. phascolus* var. *ornata* Eichw., *L. hisingeri* var. *angulata* Lebedev. Эта фауна также имеет смешанный силу-ро-девонский облик, но, однако, не исключена возможность, что она принадлежит и к верхним горизонтам лудловского яруса.

В бассейне рек Подчерема и Шугора стратиграфически выше залегает толща немых доломитизированных слоистых темно-серых известняков. Местами они пористые и приобретают от пропитывающих их битумов темно-коричневую окраску и запах сероводорода. В верхних горизонтах эти известняки переслаиваются с зелено-бурыми или красно-бурыми кварцитовидными песчаниками и глинистыми сланцами. Стратиграфически выше они сменяются мощной толщей песчаников и кварцитов, которая в своих верхних горизонтах обычно условно относится к эфельскому ярусу. Лишь в восточной части бассейна р. Большого Патока песчаники в верхних горизонтах нижнего девона замещаются плотными черными известняками и известково-филлитовыми сланцами с остатками плохой сохранности кораллов.

Для правобережья Средней Печоры А. И. Першина в нижнем девоне, главным образом на основании литологических признаков, выделяет три свиты. Нижняя, бадьяюская свита сложена серыми, темно-серыми глинистыми рассланцованными, часто доломитизированными известняками с остатками табулят и брахиопод плохой сохранности. Мощность более 50 м. Вышележащая, с отчетливо кыртинская свита сложена из чередующихся прослоев доломитов, глинистых известняков, мергелей, глинистых и углисто-глинистых сланцев и мелкозернистых кварцевых песчаников. Мощность, более 50 м. По А. И. Першиной, разрез нижнего девона по правобережью Средней Печоры венчается филлипчукской свитой, в основании сложенной из песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, иногда сильно ожелезненных и пиритизированных. Среди них встречаются остатки панцирных рыб *Porolepis* sp. (определение Д. В. Обручева) и многочисленные *Lingula*. В филлипчукской свите были встречены подчиненные прослой грубозернистых песчаников и гравелитов с галькой розового гранита. Общая мощность филлипчукской свиты значительна — более 250 м.

Согласно данным В. А. Варсанюфьевой, Е. Д. Сошкиной, Т. А. Добролюбовой, А. И. Першиной и других исследователей, на западном склоне рассматриваемого участка Урала во всех разрезах наблюдается постепенный переход от верхнесилурийских известняков с *Protathyris didyma* Daln., *Lissatrypa linguata* Busch и др. к известково-песчанисто-глинистой толще нижнего девона. Следов перерыва между силуром и нижним девонном нигде не отмечается.

Средний отдел

Средний девон складывается мощной толщей разнообразных пород, в составе которых принимают участие песчаники, глинистые сланцы, мергели, известняки, а также изверженные породы. Выходы среднедевонских отложений известны на всей рассматриваемой площади; они особенно разнообразны и подробно изучены Е. Д. Сошкиной (Добролюбова и Сошкина, 1935), в бассейне р. Щугора. Подразделение их на эйфельский и живетский ярусы может быть произведено иногда только условно.

Эйфельский ярус

Этот ярус представлен главным образом обломочными породами, литологически сильно изменчивыми и в большинстве случаев палеонтологически немymi; возраст их устанавливается только на основании стратиграфических соотношений и по сходству литологического состава с толщами Среднего Урала. Только в бассейне рек Верхней Печоры и Щугора к эйфелю относятся известняки, в которых найдена фауна, вполне определяющая указанный возраст. Разнообразные обломочные породы этого яруса могут быть сгруппированы в три типа отложений. Распределение их едва ли приурочено к определенным географическим районам; они сменяют один другого по простиранию, отражая крайнюю фаціальную изменчивость эйфельского яруса.

В бассейне Верхней Печоры к эйфельскому ярусу следует относить известняки, для которых О. А. Кондиайн и А. Г. Кондиайн приводят следующий список фауны: *Chonetes* cf. *verneuli* Barr., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Gypidula tiplicata* var. *prima* Khod., *Atrypa* cf. *granulifera* Khod., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Karpinskia conjugula* Tshern., *Uncinulus* cf. *parallelepipedus postereviensis* Rzon., *Carinata arimaspus* Eichw. (опред. М. А. Ржонсницкой); *Pseudochonophyllum pseudoheliantoides* Scherzer, *Fasciphyllum peterscherense* Soshk. (определения Э. З. Бульванкер). Мощность до 250 м. Рифогенные известняки нижнего девона и эйфельского яруса имеют развитие главным образом в восточных районах бассейна Верхней Печоры. В западных районах того же бассейна для нижнего девона и низов среднего характерно появление толщ из чередующихся между собой глинистых сланцев и кварцитовидных песчаников, которые здесь выделяются как такатинская свита. В песчаниках этой свиты встречаются редкие растительные остатки, главным образом обрывки стеблей псилофитов. Большинство исследователей такатинскую свиту относят к эйфельскому ярусу, однако имеется очень много соображений в пользу того, что в значительной своей части эта свита также отвечает и нижнему отделу девона. Мощность ее достигает 250—400 м. В более северных районах Приуралья в бассейне рек Подчерема и Щугора стратиграфия отложений эйфельского яруса изучалась Е. Д. Сошкиной, Н. В. Литвинович и А. И. Першиной.

По данным Е. Д. Сошкиной (1949) и Н. В. Литвинович (1936), разрез среднего девона в бассейне рек Щугора и Малого Патока начинается с толщи кварцевых песчаников, внизу часто ожелезненных, а сверху чередующихся с прослоями алевролитов. Мощность от нескольких десятков метров до 300 м. Эту песчано-сланцевую толщу А. И. Першина выделяет как почечукскую свиту (аналог такатинской свиты), в которой были встречены *Productella mesodevonica* Na 1.

Верхняя часть разреза эйфельского яруса сложена мощной толщей известняково-серицитовых сланцев и серых битуминозных криноидных часто оолитовых известняков с богатой фауной кораллов и брахиопод. Из них Е. Д. Сошкина (1949) и Н. В. Литвинович (1936) определили: *Stropheodonta uralensis* Verp., *Conchidium tenuicostatum* Litw., *C. longiseptatum* Litw., *Atrypa reticularis* var *triangularis* Litw., *Uncinulus scalensis* Sob., *Theodossia superba* Eichw., *Athyris patkensis* Litw., *Keriophyllum astereiforme* Soshk., *Calceola sandalina* var *sinensis* Mans., *Glossophyllum primitivum* Soshk., *Gl. discoideum* Soshk., *Gl. dohmi* Wdkd. и др.

А. И. Першина (1958) выделяет здесь толщу глинистых сланцев, местами сильно гематитизированных с оолитовыми стяжениями шамозита мощностью от 35 до 100 м, сопоставляемую с ваяшкинскими слоями. Вышележащую толщу глинисто-известковистых сланцев и известняков с *Theodossia superba* Eichw. А. И. Першина выделяет как кедровские слои, сопоставляемые с вязовскими слоями более южных районов Приуралья. К этим же слоям, по данным А. И. Першиной, следует относить и мягкие глинистые сланцы с *Pseudozonophyllum versiforme* Magk., *Zonophyllum primum* Wdkd., обнажающиеся по р. Малому Патоку, выше Мертвой Пармы, около скалы Герд-Кырт (Першина, 1958; Сошкина, 1949).

Общая мощность эйфельского яруса выражается сотнями метров, но она, по-видимому, неодинакова для различных типов отложений; наибольшая (около 550 м) наблюдается в бассейне р. Щугора.

Живетский ярус

В большинстве случаев отложения этого яруса представлены известняками, обычно битуминозными, часто глинистыми, нередко содержащими богатую фауну. Они обнажаются в соседстве с эйфельскими песчаниками на реках Верхней Печоре, Илыче и в ряде разрезов по рекам Щугору, Большому и Малому Патоку. На юге, на реках Верхней Печоре и Илыче, где толща живетских пород не может быть подразделена на горизонты, в ней найдена обильная фауна брахиопод с преобладанием атрипид. Нижняя и верхняя границы живетского яруса здесь могут быть установлены только по фауне. По литологическому составу отложения живетского яруса близки эйфельским и франским (Першина, 1958).

На основании находок в восточной полосе кораллов *Stenophyllum vogulicum* Bulv., а в центральной полосе на реках Печоре и Шижиме (Илычском) *Pexiphyllum devonicum* Soshk. (определяемого обычно как *Cyathophyllum caespitosum* Golgi.) можно считать, что в этом районе развиты два горизонта живетского яруса — нижний, отвечающий слоям с *Conchidium baschkiricum* Tschern. и верхний, соответствующий слоям со *Strungocephalus burtini* Defr.

Расчленение живетского яруса на горизонты проведено только в бассейне р. Щугора, где слагающие его известняки содержат богатую фауну кораллов и брахиопод. Здесь выделяют ниже- и верхнеживетские подъярусы.

К нижнеживетскому подъярусу относят толщу серых и темно-серых мергелей и известняков с редкими брахиоподами и многочисленными колониями кораллов: *Grypophyllum*, *Uralophyllum*, *Lytophyllum*. Мощность до 90 м. Эту толщу А. И. Першина выделяет как урачунские слои, для которых наблюдаются два типа разрезов: восточный и западный.

Для восточного типа разреза урачунских слоев А. И. Першина (1957) выделяет три толщи:

1. Нижняя глинисто-известковая толща с многочисленными кораллами: *Grypophyllum carinatum* Soshk., *Nardophyllum vermiforme* Soshk., *N. compositum* Soshk., *Lipophyllum tabulatum* Wdkd., *L. excentricum* Soshk., *L. platycalyx* Soshk. и др. Мощность до 30 м.

2. Средняя глинисто-известковая толща с *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch, *Favosites goldfussi* Orb., *Calceola sandalina* var. *acuminatum* Mark., *Zonophyllum parvulum* Mark., *Grypophyllum carinatum* Soshk., *Acrophyllum typus* Soshk. и др. Мощность до 25 м.

Нижняя и средняя толщи сопоставляются с кальцеоловыми слоями.

3. Верхняя известково-мергелистая толща (бийские слои) со *Stropheodonta uralensis* Vern., *Conchidium tenuicostatum* Litw., *Amphipora* ex gr. *ramosa* Phill., *Syringopora* ex gr. *prisca* Sow. и др. Мощность до 30 м.

Для западного типа разреза урачунских слоев А. И. Першина (1957) выделяет только две толщи:

1. Нижняя (кальцеоловые слои) известково-глинистая с *Calceola sandalina* var. *acuminata* Mark., *Acrophyllum markovi* Soshk.

2. Верхняя толща (бийские слои) известняков и сланцев со *Stropheodonta uralensis* Vern., *Elmaria plicata* Nal., *Uralophyllum unicum* Soshk.

К верхнеживетскому подъярису относятся известняки с характерным комплексом кораллов и брахиопод. А. И. Першина их подразделяет на малопатокские и чеславские слои.

Малопатокские (чусовские) слои сложены известково-глинистыми сланцами и доломитизированными известняками с *Atrypa zonata* Schner, *Columnaria vulgaris* Soshk., *Grypophyllum gracile* Wdkd., *Gr. regressum* Wdkd., *Stringophyllum convolutum* Soshk. Мощность до 50—80 м.

Чеславские слои представлены известково-мергелистыми сланцами, мергелями и известняками с *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl., *Atrypa* ex gr. *desquamata* Sow., *Dechenella romanovskii* Tchern., *Stringocephalus burtini* Defr., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Peneckiella darwini* Frech., *Megaphyllum paschiense* Soshk., *Heliophyllum complicatum* Wdkd. Мощность 80—90 м.

Выделяемая О. А. и А. Г. Кондиайн для восточных районов бассейна Верхней Печоры лопьинская терригенная свита среднего и частью верхнего девона требует своего обоснования.

Верхний отдел

Верхний девон выражен главным образом известняками, в большинстве случаев чистыми, реже кремневыми, глинистыми и битуминозными, общей мощностью около 250 м. Там, где удастся наблюдать залегание его на среднем девоне и контакт с турнейским ярусом, переход в эти отложения совершается постепенно, без следов перерыва. Известняки верхнего девона содержат местами богатую фауну, на основании которой они могут быть подразделены на французский и фаменский ярусы.

Отложения этого возраста распространены на описываемой территории очень широко. Особенно полно они обнажены и изучены в бассейне рек Подчерема и Шугора, но выходы их известны и на юге по рекам Верхней Печоре и Илычу и на севере по р. Косью. Верхнедевонские отложения были обнаружены по левобережью р. Печоры и на р. Кожве.

На юге района проходит восточная полоса развития верхнего девона, пересекающая реки Уню, Печору и Шижим Илычский; запад-

нее, на реках Унье и Печоре, также имеются отложения верхнего девона, не поддающиеся, однако, увязке с первыми. Во всех этих выходах наблюдаются только породы франского яруса, содержащие иногда богатую фауну кубоидного горизонта.

В бассейне рек Подчерема и Шугора (Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина, 1935) разрезы верхнего девона более полны. Как и более древние ниже- и среднедевонские отложения, породы верхнего девона выходят узкими полосами в крыльях складок, к западу от восточной гряды парм. Здесь хорошо прослеживаются фациальные изменения верхнедевонских пород и их контакты с живетским и турнейским ярусами; в этом же районе довольно отчетливо может быть проведено подразделение их на фаменский и франский ярусы и даже на более дробные горизонты.

Франский ярус

В разрезах верхнего девона Северного Урала нижняя часть франского яруса часто хорошо обнажена и содержит богатую и характерную фауну кубоидного горизонта. Она представлена большей частью светлыми или темными зернистыми или плотными фарфоровидными известняками, некоторые слои которых содержат в изобилии руководящие виды из семейств *Productidae*, *Rhynchonellidae*, *Spiriferidae*.

Верхняя часть франского яруса слагается амфипоровыми, или немymi, фарфоровидными известняками и сланцами. В последних крайне редко встречаются *Atrypora* и редкие брахиоподы. В бассейнах рек Подчерема и Шугора кубоидные известняки местами фациально замещаются амфипоровыми известняками.

Кубоидные известняки обнажаются на р. Верхней Печоре, в Тимазинской антиклинали, на реках Подчереме, Шугоре, Малом Патоке и особенно хорошо на р. Большом Патоке. По-видимому, кубоидные известняки развиты и на западе и на левобережье р. Печоры, так как Н. М. Леднев, кратко упоминая о верхнедевонских известняках ядра антиклинали р. Большой Кожвы, указывает, что в районе этой реки под турнейскими известняками залегают известняки, чрезвычайно напоминающие верхнедевонские.

Контакт франских пород с живетскими установлен только в бассейне р. Шугора, где повсеместно наблюдается согласное залегание пород обоих ярусов и настолько постепенные фациальные переходы, что иногда нелегко провести границу между верхним и средним девонem.

Согласно данным А. И. Першиной (1957б), для франского яруса верхнего девона правобережья Средней Печоры может быть принята следующая схема стратиграфии.

Нижнефранский подъярус. *Пашицкие (овиндуские)* слои. Темно-серые известняки с *Megaphyllum paschiense* Soshk., *Sclüteria costetskae* Soshk. Мощность 30—40 м.

Кыновские слои. Известняки с прослоями глинисто-известковистых сланцев и доломитов с *Cyrtospirifer murchisonianus* Verp. поп. Коп., *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Thamnophyllum virgatum* Soshk. Мощность до 35 м.

Сараевские слои. Серые и светло-серые известняки с *Lamellispirifer novosibiricus* Toll, *Chonetipustula ilmenica* Nal., *Rhizophyllum uralicum* Soshk. Мощность до 40 м.

Среднефранский подъярус. *Доманиковские* и *мендымские* слои. Известняки и доломиты с *Liorhynchus pavlovi* Müfke, *Cyrtina demarlei* Buch, *Pugnax acuminata* Mart., *Cyrtospirifer tenticulum* Verp., *Cyrtospirifer verneuli* Murch. Мощность до 150 м.

Верхнефранский подъярус. *Аскыньские* слои. Известняки, которые расчленяются на две толщи: нижняя с кораллами с *Sclüteria emsti* Wdkd, *Schl. fascicularis* Soshk., мощность до 35 м; верхняя с *Adolfia ziczac* Roem., *Plicatifera meisteri* Peetz, мощностью до 30 м.

Обращает внимание, что в районе Средней Печоры отсутствуют среди пашийских слоев песчаники, которые имеют широкое распространение на Южном Тимане и в более южных районах Приуралья. Вачжигская свита песчаников, гравелитов, конгломератов и кремнистых сланцев мощностью до 700 м, выделенная О. А. и А. Г. Кондияйн как фациальный аналог карбонатных фаций франского яруса в восточных районах бассейна Верхней Печоры, требует дальнейшего своего изучения.

Фаменский ярус

На севере и юге описываемого района к этому ярусу предположительно относятся палеонтологически немые толщи, а именно на р. Илыче листоватые известковые сланцы, литологически сходные с породами этого яруса в Чердынском Урале (Варсановьева, 1940; Иорданский, 1933а).

В бассейне рек Подчерема и Щугора фаменские породы содержат руководящую фауну и изучены во многих хороших обнажениях. Они представлены здесь однообразной толщей яснослоистых известняков с *Cyrtospirifer archiaci* Ver n.; в верхней части на реках Подчереме и Большом Патоке обнаружена фауна климений. Во многих обнажениях удается видеть переход фаменских известняков к турнейским, он настолько постепенный, что граница девона и карбона может быть здесь проведена лишь условно.

По р. Подчерему, согласно данным О. А. и Г. А. Кондияйн, встречены известняки с фаменско-турнейской микрофауной: *Endothyra* sp., *Tuberitina* sp., *Archsesphaera* sp., *Parathyrammina* sp., *Bisphaera* sp., *Neotuberitina maljavkini* Mik h. (определения К. В. Миклухо-Маклай).

Есть основание предполагать, что в западной части бассейна р. Подчерема фаменский ярус, подобно районам бассейна р. Илыча, слагается немymi известково-глинистыми породами.

Крайне слабая изученность не позволяет для отложений фаменского яруса рассматриваемого участка западного склона Урала дать более подробную схему стратиграфии. Лишь для правобережья р. Средней Печоры, согласно данным А. И. Першиной (1957б), могут быть выделены ниже- и верхнефаменский подъярусы.

К нижнефаменскому подъярису здесь относятся известняки с *Camarotoechia griasica* N a l., *C. zadonica* N a l., *Cyrtospirifer archiaci* M u g s h. и др., которые А. И. Першиной выделяются как задонско-елецкие слои. Мощность 100—150 м.

К верхнефаменскому подъярису на Средней Печоре тот же исследователь относит известняки, мергели и глины лекдинских и плитник-кыртинских слоев с *Cyrtospirifer* ex gr. *verneulli* M u g s h., строматопорами и примитивными фораминиферами. Мощность значительная, местами достигает более 300 м. Принадлежность этих слоев к фаменскому ярусу требует дальнейшего своего обоснования.

ПОЛЯРНЫЙ И ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

К северу от р. Большого Патока зона выходов девонских отложений разветвляется. Западная ветвь — хребет Чернышева пересекает долины р. Большой Сыни и левых притоков р. Усы — рек Заостренной и Шар-ю, и далее долину самой р. Усы, следуя затем параллельно долине р. Адзвы и пересекая ее в средней части.

Здесь девон изучен слабо. На основании фауны в пределах хребта Чернышева достоверно могут быть выделены лишь отложения верхнего отдела системы, отвечающие франскому и фаменскому ярусам.

Восточная ветвь представляет западный склон Полярного и Приполярного Урала. Она пересекает верховья рек Косью, Кожима и р. Большой Инты. Далее к северу полоса развития девона прослеживается от р. Лемвы, через реки Харуту и Елец и верховье р. Усы. Дальнейшее продолжение ее неизвестно.

Девонские отложения здесь получают очень широкое распространение. Они довольно детально изучены в бассейне р. Косью, где выделяются средний и верхний отделы системы. К северу от бассейна р. Косью девон также имеет очень широкое распространение, но представлен различными фациями, которые здесь выделяются в составе различных комплексов. Из этих комплексов известны: елецкий — карбонатный, лемвинский — сланцевый и тисваизский — песчано-сланцевый. Наиболее полно изучена стратиграфия девона для елецкого комплекса, в котором на основании фауны могут быть выделены все три отдела системы. Стратиграфия девона лемвинского и тисваизского комплексов изучена значительно слабее. Здесь известны лишь очень редкие единичные находки фауны, показывающие, что в состав рассматриваемых комплексов входят девонские отложения (Войновский-Кригер, 1945, 1956в).

Нижний отдел

В пределах рассматриваемой полосы он, по-видимому, получает наиболее широкое распространение в елецкой фациальной зоне. Как в лемвинской, так и в тисваизской зонах, по К. Г. Войновскому-Кригеру (1956в), нижний девон из разрезов выпадает, а средний девон непосредственно залегает на верхнем силуре. По данным В. В. Маркина, нижний девон выпадает из разрезов и в бассейне р. Косью.

В настоящее время в пределах елецкой зоны нижний девон выделяется в целом ряде пунктов.

В районе верховьев р. Лемвы к нижнему девону М. А. Раабен и В. В. Меннер относят известняки с прослоями глинистых сланцев с *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Atrypa flabellata* Roem., *Eospirifer irbitensis* Tschern., *Delthyris likharevi* Arg. и др. (определения В. Н. Крестовникова).

В пределах бассейна рек Воркуты и Усы сейчас известны палеонтологически охарактеризованные отложения жединского и кобленцкого ярусов. Согласно данным Г. А. Чернова (1959 г.), к жединскому ярусу здесь (по р. Большой Усе) относятся известняки и доломиты с *Gypidula saumaensis* Khod., *Clordina perdecora* Khod., *C. toschemkaensis* Khod., *Plectatrypa cf. marginalis* Daln., *Atrypa moldavanzevi* Khod. и др. Мощность их не превышает 150 м (рис. 47).

Характерная для кобленцкого яруса обильная фауна Г. А. Черновым в 1959 г. была собрана в массивных рифовых известняках р. Лек-Ельца. Вскрытая их мощность здесь достигает 8 м. Из них определены следующие формы: *Gypidula cf. pseudoivdelensis* Khod., *Sieberella vagranica* Khod., *S. aff. sieberi* Buch, *Camarotoechia nympa* var. *pseudolivonica* Buch, *Pugnoides* (?) *operosa* Khod., *Atrypa submala* Khod., *A. mala* Khod., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *K. conjugula* Tschern., *K. gigantea* Khod., *Carinatina rara* Khod., *C. ex gr. crimaspus* Eichw., *Liorhynchus* (?) *strajeskiana* Vern., *Pentagonocyclicus* ex gr. *carinatus* Ielt., *Cyclocyclicus* ex gr. *constrictus* var. *spini-fera* Ielt., *Ctenocrinus cf. pachydactylus* Conrad., *Spyroceras crotalum* Hall., *Pseudorhoceratidae*, *Favosites stellaris* Tschern., *Fasciphyl-llum petschorense* Soshk., *Hercynella polaris* G. Tschern., *H. comiensis* G. Tschern., *H. parvula* G. Tschern., *H. plana* G. Tschern., *H. gigantea* G. Tschern.

Наконец, в верховьях р. Кары по рекам Малому и Большому Лядгею, согласно данным Б. Я. Осадчева и Н. В. Шмелева, к нижнему девону относятся массивные известняки с *Schuchertella umbraculum* Schlot., *Gypidula* aff. *acutolobata* Sandb., *Atrypa* ex gr. *desguamata* Sow., *Carinatina arimaspus* Eichw., *Karpinskia conjugula* Tschern. Мощность несколько сотен метров.

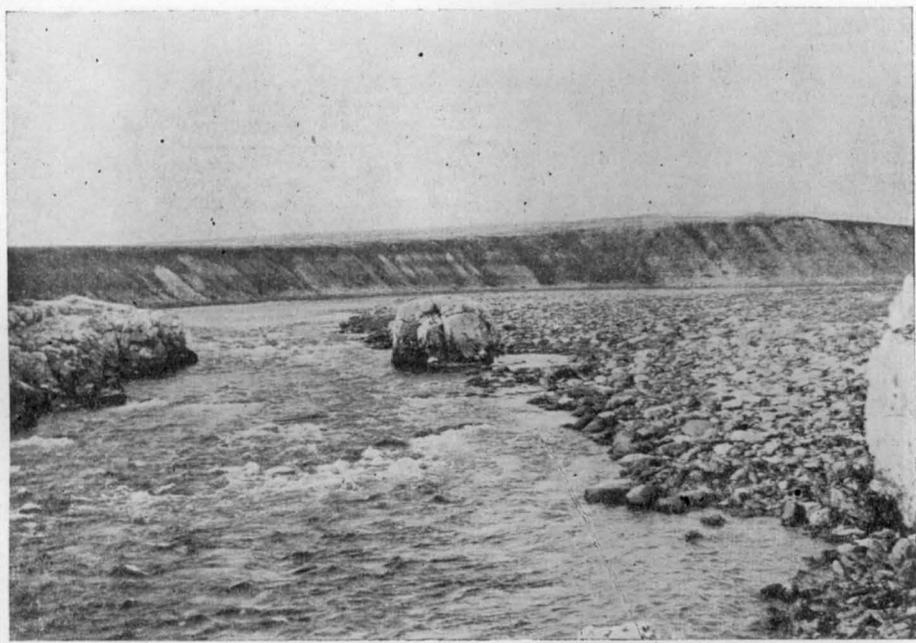


Рис. 47. Жединские доломиты, выступающие на р. Большой Усе.
Фото Г. А. Чернова

Средний отдел

В пределах западного склона Полярного Урала пользуется широким распространением. Доминирующую роль в его составе здесь играют карбонатные породы, песчаники и глинистые сланцы имеют меньшее распространение.

Эйфельский ярус

В бассейне рек Косью, Кожима, Щугора и др. (по данным Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной, 1935; А. А. Чернова и Г. А. Чернова, 1940 и др.) в низах среднего девона получает широкое развитие толща кварцевых и аркозовых песчаников, которые на Урале принято выделять в такатинскую свиту. Возраст этой свиты часто еще недостаточно ясен, и большинство исследователей условно ее относят к эйфельскому ярусу среднего отдела девона.

По данным В. В. Маркина, в бассейне р. Косью песчаники эйфельского яруса (?) с перерывом несогласно залегают на известняках лудлова, с фауной гребенского типа, а в бассейне р. Щугора, как уже отмечалось, синхроничные по возрасту песчаники согласно покрываются известняками эйфельского яруса с *Theodossia superba* Eichw.

В бассейне верховьев р. Лемвы в низах среднего девона получает развитие песчано-сланцевая толща до 500 м мощностью, с линзами

и прослоями известняков с *Calceola sandalina* var. *sinensis* Ma p s. (надотская свита М. Е. Раабен и В. В. Меннера). Вышележащая толща черных и темно-серых известняков с прослоями глинистых сланцев (свита мата-шор М. Е. Раабен и В. В. Меннера) содержит фауну: *Gypidula* aff. *formosa* Schnur., *Uncinulus* cf. *subcordiformis* Schnur., *Atrypa* aff. *comata* Barr., *Atrypa* ex gr. *flabellata* Roem., *Carinatina subplana* Khod., *Carinatina plana* Keys. (определения В. Н. Крестов-



Рис. 48. Верхнеэйфельские отложения, выступающие на р. Лек-Ельце.
Фото Г. А. Чернова

никова), которая также скорее указывает на эйфельский возраст. Мощность 100—150 м.

В районе р. Большой Инты по материалам Т. Н. Пономарева к эйфельскому ярусу в лемвинском комплексе следует относить толщу кварцитовидных песчаников, глинистых и углисто-глинистых сланцев мощностью до 200 м и затем подстилающие их черные кремнистые сланцы мощностью до 170 м. Эти две толщи согласно покрываются известняками с *Leperditia* cf. *strigosa* Kegei., *L. subobliquoi* Kegei, по К. М. Глебовской указывающими на живетский возраст.

Севернее, по р. Лек-Ельцу, к эйфельскому ярусу в елецкой зоне, по К. Г. Войновскому-Кригер, относятся известняки и доломиты с *Gypidula* aff. *acutolobata* Sandb., *Rhynchonella* (?) *subsignata* Red., *Delthyris* ex gr. *raricosta* Cong., *Carinatina* cf. *arimaspus* Eichw., *Liorhynchus medioplicata* NaI., *Dohmophyllum involutum* Wdkd. По этой же реке к эйфельскому ярусу следует отнести и толщу желто-серых доломитов мощностью более 200 м, среди которых Г. А. Чернов в 1958—1959 гг. нашел следующую фауну: *Carinatina arimaspus* Eichw., *Karpinskia* sp., *Theodossia superba* Sichw., *Ilmenia* sp., *Tryplosma altaica* Дуб. и др. (рис. 48).

В районе Воркуты по р. Аячи-яха, согласно данным Т. Н. Пономарева, к эйфельскому ярусу условно относятся темные, почти черные,

известняки с прослоями песчаников и глинистых сланцев с табулятами, остракодами и брахиоподами (рис. 49). Отсюда указывается следующая фауна: *Fevosites forbesi* E. et H., *Syringopora eifelensis* Schlut., *Amphipora ramosa* Phill., *Leperditia barbotana* Schm. Это определение возраста, возможно, является правильным, но надо иметь в виду, что такие же известняки с подобным комплексом табулят и больших



Рис. 49. Известняки, глинистые сланцы и песчаники эйфельского яруса на р. Аячи-яха. Фото Г. А. Чернова

лепердий типа *Leperditia barbotana* Schm., часто встречаются и в силуре. Мощность отложений по рекам Лек-Ельцу и Аячи-яха, условно стносимых к эйфельскому ярусу, достигает нескольких сотен метров.

Живетский ярус

На западном склоне Полярного Урала прослеживается почти на всем его протяжении. Сложен темными, иногда почти черными известняками с обильной фауной табулят, ругоз, строматопор, брахиопод, остракод и др. Местами среди известняков встречаются подчиненные прослой песчаников и глинистых сланцев.

Для бассейна р. Косью, согласно данным В. В. Маркина и А. А. Чернова, живетский ярус представлен двумя толщами. Нижняя толща сложена темно-серыми и черными, иногда глинистыми известняками с прослоями мергелей, глинистых сланцев и песчаников с *Leperditia* cf. *moelleri* Schm., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murgsch. Верхняя толща сложена темно-серыми и черными известняками со *Stringocephalus burtini* Defr., *Schelwieinella umbraculum* Schoth, *Denckmanella damesi* Holz., *Paracyclus proavica* Goldf. и другой фауной, указывающей на верхнеживетский возраст (определения Б. П. Марковского и Н. Н. Яковлева).

В районе верховьев р. Лемвы, по р. Надуте живетскому ярусу принадлежат темные известняки и доломиты с обильной фауной кораллов, строматопор и брахиопод: *Productella* cf. *subaculeata* Murch., *Atrypa* cf. *flabellata* Roem., *Carinata plana* Kaays., *Stringocephalus burtini* Defr., *Emanuelia subumbona* Hall, *Elmaria glabra* Nal., *Pleurotomaria* ex gr. *subclathrata* Sandb., *Cyrtina* cf. *heteroclyta* Defr., *Pseudoamplexus princeps* Ether., *Grypophyllum gracile* Wdkd., *Gr. regressum* Wdkd., *Fasciphyllum semiseptatum* Schlüt., *Columnaria ayense* Soshk., *Columnaria vulgaris* Soshk., *Pseudomicroplasma uralica* Soshk. Мощность более 150 м.

Севернее, по р. Ельцу, согласно данным К. Г. Войновского-Кригер (1956в), живетский ярус по фауне можно подразделить на два подъяруса.

Нижнеживетский подъярус. Темные известняки с *Conchidium baschkiricum* Vern., *C. pseudobaschkiricum* Tschern., *Fasciphyllum halliaforme* Soshk., *Grypophyllum gorskyi* Bulv. и др. Мощность 180—200 м.

Верхнеживетский подъярус. Представлен двумя горизонтами. Нижний из них, по А. И. Першиной (1957а), сложен серыми известняками с многочисленными кораллами: *Columnaria ayense* Soshk., *C. vulgaris* Soshk., *Pseudomicroplasma uralica* Soshk., *Grypophyllum regressum* Soshk. Мощность до 110 м.

К верхнему горизонту А. И. Першина относит известняки до 80—90 м мощности, среди которых была встречена следующая фауна: *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa* ex gr. *desquamata* Sow., *Chonetes tenuis* Frech., *Alveolites suborbicularis* Lam.

Г. А. Чернов в 1958—1959 гг. по рекам Аячи-яха и Лек-Ельцу произвел богатые сборы фауны брахиопод, пелеципод, трилобитов, остракод, фораминифер, кораллов, табулят и др., которая значительно пополняет палеонтологическую характеристику живетских отложений елецкой зоны Полярного Урала. Большой интерес имеют найденные по р. Большому Ельцу верхнеживетские фауны гониатитов. Из этой фауны Б. И. Богословский определил: *Wedekindella psittacina* Whidb., *Werneroceras uralicum* Vog., *Pseudofoordites hyperboreus* Vog.

Наконец, в бассейне верховьев р. Кары, по рекам Большому и Малому Лядгею Б. Осадчев в 1955 г. к живетскому ярусу отнес серые и розовые известняки и доломиты со *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa flabellata* Roem., *Atrypa* cf. *ailinensis* Vern., *Uncinulus* cf. *pentagonus* Goldf., *Uncinulus* cf. *implanus* Sow., *Amphipora ramosa* Phill. Мощность 400—600 м.

Верхний отдел

На западном склоне Полярного Урала пользуется широким распространением; в особенности это касается елецкой зоны и бассейна р. Косью, где в сложении его преобладающее развитие получают карбонатные породы. В лемвинской и тисваизской зонах, где преобладающее развитие имеют терригенные осадки, верхний девон ввиду почти полного отсутствия фауны выделяется условно.

В пределах елецкой зоны и в бассейне р. Косью наиболее полно палеонтологически охарактеризован франский ярус. Что же касается фауны фаменского яруса, то она встречается очень редко и в настоящее время найдена в двух пунктах.

Для отложений франского яруса бассейна р. Косью, по данным В. В. Маркина, наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Кварцевые и известковистые песчаники с *Striatoproductus sericeus* Buch, *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Athyris concentrica* Buch, *Uchtospirifer murchisonianus* Verp., *Aviculopecten ingriae* Verp. (определения Б. П. Марковского). Мощность несколько метров. Эти слои соответствуют пашийской и кыновской свитам западного склона более южных районов Урала.

2. Темно-серые брекчиевидные известняки и известковистые гравелиты с *Striatoproductus sericeus* Buch, *Chonetes setiger* Hall, *Liorhynchus* cf. *domanicensis* Mark., *Liorhynchus* cf. *subreniformis* Schnur., *Atrypa ailinensis* Verp., *Buchiola ishacaja* V. Nal., *Buchiola* ex gr. *retrostriata* Buch, *Pterochaenia fragilis* Hall, *Tornoceras simplex* Buch, *Timanites acutus* Keys., *Manticoceras ammon* Keys., *Bactrites subflexuosus* Munst., *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Styliolina fissurella* Hall. и другой фауной, известной в доманике Урала и Тимана (определение Б. П. Марковского). Мощность несколько десятков метров.

3. Толща серых известняков мощностью до 40—50 м, которые сопоставляются с наддоманиковыми слоями франского яруса Урала. Среди них по р. Косью была встречена следующая фауна: *Liorhynchus subreniformis* Schnur., *Reticulariopsis pachyrinchus* Verp., *Pyramidalia simplex* var. *domanicensis* Mark., *Buchiola retrostriata* Buch, *Manticoceras* sp.

В елецкой зоне бассейна верховьев р. Лемвы к франскому ярусу относятся серые и темно-серые массивные часто амфиפורовые и коралловые известняки и доломиты мощностью в несколько сотен метров. Среди них в бассейне р. Большого Надута К. Г. Войновским-Кригер и М. Е. Раабен была встречена следующая фауна: *Gypidula brevirostris* Phill., *Gypidula biplicatiformis* Mark., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Pugnax pugnax* Mart., *Pugnax acuminata* Mart., *Atrypa magnifica* Nal., *Atrypa alticola* Frech., *Atrypa swinordi* Wen., *Adolfia bifida* Roem., *Adolfia multifida* Scupin. и др. (определения В. Н. Крестовникова и В. В. Погоревича).

В пределах бассейна рек Усы и Воркуты для елецкой зоны наиболее полные разрезы франского яруса изучены Г. А. Черновым в 1958—1959 гг. По данным этого исследователя, здесь по р. Аяч-яха, притоку р. Воркуты, предположительно к кыновским слоям нижнефранского подъяруса могут быть отнесены серые слоистые известняки с табулятами плохой сохранности. Мощность несколько метров.

Саргаевский горизонт сложен слоистыми серыми и коричневыми известняками с *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Striatoproductus* cf. *sericeus* Buch, *Hypothyridina calva* Mark., *Atrypa tenuisulcata* Wen., *Spinatrypa tubaecostata* Раекс., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll. и др. Мощность до 10 м. Среднефранский подъярус подразделяется на два горизонта. Доманиковые слои представлены темно-серыми известняками (и горючими сланцами?) с *Timanites keyserlingi* Miller, *Tornoceras simplex* Buch, *Liorhynchus* cf. *domanicensis* Mark., *L.* cf. *pavlovi* Müfke, *L. pavlovi* var. *taimyrica* Nal. Мощность более 5 м.

Мендымские слои сложены тонкослоистыми серыми и желтовато-серыми известняками с прослоями глинистых сланцев с *Liorhynchus lentiformis* Gürich., *L. megistanus* Le Hon, *L.* cf. *pavlovi* Müfke, *Pyramidalia simplex* Hall, *Atrypa* cf. *swinordi* Wen., *Chonetes* cf. *setiger* Hall и др. Мощность до 100 м.

Верхнефранский подъярус по р. Малой Усе сложен известняковой брекчией до 15 м, в известковом цементе которой встречена обильная фауна: *Gypidula brevirostris* Phill., *G. askynica* Nal., *G. kuktachensis* Mark., *G. bifera* Roem., *Waagenoconcha nekhoroschevi* Nal., *W.* cf. *murchisoniana* Kon., *Productella subaculeata* Murch., *Striatoproductus sericeus* Buch, *Plicatifera simplicior* Whidb., *Liorhynchus lentiformis* Gürich., *Pugnax voroni* Nal., *Pugnoides triaqualis* Goss., *Hypothyridina cuboides* var. *laticostata* Nal., *H. cuboiques* var. *nana* Nal., *H. incisiva* Roem., *Atrypa alticola* Frech., *A. magnifica* Nal., *Cyrt-*

spirifer markovskii Nal., *Theodossia evlanensis* Nal., *T. katavensis* Nal., *Eoreticularia koltubanica* Nal. и др.

Общая мощность франских отложений в елецкой зоне, по данным Г. А. Чернова, достигает до 160 м.

Наконец, в верховьях р. Кары франский ярус представлен серыми и темно-серыми, частью кремнистыми известняками с *Gypidula* cf. *biplacata* Schnig., *Liorhynchus* cf. *domanicensis* Mark., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa* aff. *magnifica* Nal., *Manticoceras* cf. *galcatum* Wdkd. (определение Б. П. Марковского). Мощность 300—350 м.

Отложения фаменского яруса на западном склоне Полярного Урала также несомненно имеют широкое распространение. Однако фауна среди них встречается очень редко, вследствие чего и их возраст обычно определяется условно. Фауна найдена на р. Косью, где В. В. Маркин в темно-серых известняках встретил *Plicatifera* ex gr. *praelongus* Sow., *Liorhynchus baschkiricus* Tschern. (определение Б. П. Марковского). Другой пункт местонахождения фаменской фауны находится по р. Ельцу, где В. И. Устинов (в пределах елецкой зоны) обнаружил выходы темно-серых известняков с банками *Liorhynchus ursus* Nal. (определение А. Н. Ходалевица).

Согласно данным Г. А. Чернова (1959 г.), по р. Аяч-яхе (притоку р. Воркуты) к фаменскому ярусу относится толща 330 м мощностью доломитов и известняков с фораминиферами, среди которых О. А. Липиной были определены: *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. spinosa* Lip., *P. cuschmani* Sul., *P. tuberculata* Lip., *P. paulis* Byk., *P. cf. radiata* Antr., *Archaesphaera crassa* Lip., *A. minina* Sul., *Paracaligella antropov* Lip., *Vicinesphaera squalida* Antr., *V. parva* Reitl., *Bisphaera irregularis* Bir., *B. elegans* Viss., *Asterosphaera pulchra* Reitl., *Radiosphaera basilica* Reitl. и др.

В пределах лемвинской и тисваизской зон и частью на северной окраине западного склона Полярного Урала, как уже указывалось, к верхнему девону условно относят песчано-сланцевые толщи мощностью до 100 м и более. Выделить среди этих толщ слои, синхроничные франскому или фаменскому ярусу, не представляется возможным ввиду почти полного отсутствия находок фауны. Однако в пределах лемвинской зоны К. Г. Войновским-Кригер (1945, 1956в) выделена песчано-сланцевая пагинская свита, в верхних горизонтах которой найдены плохой сохранности растительные остатки верхнедевонского или нижнекаменноугольного возраста (по заключению А. Н. Криштофовича).

ПАЙ-ХОИ

Нижний отдел

Нижнедевонская фауна найдена А. К. Крыловой (1940а) только в одном пункте — на северо-западной оконечности Пай-Хоя, на скалистом мысу севернее Пыркова Носа. Она заключена в светлых зернистых массивных известняках герцинского типа мощностью 30 м. Книзу они переходят в такие же известняки с верхнесилурийским *Megalomus*. Фауна уральского типа; преобладают брахиоподы *Stropheodonta stephani* Varr., *Str. bituberosa* Grün., *Chonetes verneuilli* Varr., *Uncinulus matercula* Varr., *Camarotoechia* cf. *nympha* Varr., *Carinatina comata* Varr., *C. arimaspus* Eichw., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Eospirifer secans* Varr.¹ Кроме того, имеется много гастропод, наутилоидей, пелелипод, мшанок, ругоз, строматопор.

¹ Определение брахиопод в этом и нижеприведенных списках сделаны Д. В. Наливкиным.

На Пай-Хое взаимоотношения известняков нижнего девона со средним девонем не совсем ясны, так как известняки нижнего девона в районе Пыркова Носа имеют тектонический контакт с верхним девонем (Крылова, 1940а). В других местах, на полуострове, нижний девон из разрезов выпадает, а средний трансгрессивно залегает на различных горизонтах более древних отложений.

Средний отдел

В основании его разреза на Пай-Хое получают развитие глинистые, известково-глинистые сланцы, глинистые известняки, мергели и песчаники с *Eospirifer rollandi* Ваггоис и остатками псилофитовой флоры. Мощность этой толщи достигает нескольких десятков метров. Эта толща на Пай-Хое обычно залегает несогласно на различных горизонтах верхнего силура (известняки с *Megalomus*, тентакулитовые известняки, известково-сланцевая толща с *Monograptus* и др.).

На известково-песчано-глинистой толще с *Eospirifer rollandi* Ваггоис согласно залегает падейская свита¹ кварцитовидных песчаников с прослоями глинистых сланцев с остатками псилофитовой флоры и прослоями известняков с *Conchidium* ex gr. *baschkiricus* Верн. и *Calceola sandalina* L. (Крылова, 1940а).

Падейская свита и подстилающая ее песчано-сланцевая толща с *Eospirifer rollandi* Ваггоис на Пай-Хое повсеместно имеют в литологическом отношении однотипный характер и по возрасту ближе всего отвечают низам среднего отдела девона (эйфельскому ярусу). Верхние горизонты падейской свиты с *Calceola sandalina* L. также скорее всего отвечают эйфелю. Однако, по мнению некоторых исследователей, они, возможно, уже принадлежат к низам живетского яруса.

Для более молодых отложений девона на Пай-Хое различают две зоны, представленные фациально различными типами осадков.

На юго-западном склоне Пай-Хоя преимущественное развитие получают известняки, тогда как на северо-восточном склоне полуострова преобладающее значение имеют разнообразные сланцы, а известняки играют подчиненную роль (Волков, 1945).

По рекам Бельковской и Люмбед, а также на горе Сырты-Пэк живетскому ярусу относятся известняки мощностью в несколько десятков метров, со следующей фауной: *Stropheodonta subtetragona* Роем., *Stropheodonta uralensis* Верн., *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Productella subaculeata* Мурч., *Conchidium* ex gr. *baschkiricum* Верн., *Gypidula cassidea* Phill., *Septalaria formosa* Schnur, *Ucinulus coronata* Кэйс., *Ucinulus angularis* Phill., *Atrypa spinosa* Hall, *Atrypa zonata* Schnur, *Carinatina arimaspus* Eichw., *Eoreticularia pseudopachyrincha* Tschern., *Eoreticularia maureri* Holz. (Крылова, 1940а; Устрицкий, 1956б; Иванова, Устрицкий, Молдаванцев, 1957). Известняки живетского яруса на Пай-Хое согласно лежат на падейской свите и согласно покрываются известняками франского яруса верхнего девона.

Иной разрез для живетского яруса наблюдается в центральной и северо-восточной частях Пай-Хоя. Здесь живетский ярус представлен двумя свитами. Нижняя свита сложена кремнистыми и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями туфов, кварцевых альбитофиров, туфопесчаников и песчаников. Мощность до 170 м. Она согласно лежит на падейской свите и согласно покрывается известняками вышележащей сысойской свиты, достигающей до 200 м мощности. По р. Нярма-

¹ Выделена В. И. Устрицким.

яха и на горе Сысой среди известняков этой свиты А. К. Крылова и Н. А. Кулик встретили следующую плохой сохранности фауну: *Stropheodonta* sp., *Stringocephalus* sp., *Carinatina* sp. ex, gr. *comata* Вагг., *Pachypora* sp.

На известняках сысойской свиты согласно лежит толща серых ленточнослоистых сланцев, которые, по С. Н. Волкову (1938) условно относятся к низам верхнего девона.

Верхний отдел

В пределах Пай-Хоя характеризуется двумя типами разрезов. На юго-западном склоне и в приуральской части Пай-Хоя преимущественное развитие в верхнем девоне получают известняки. На северо-восточном склоне и местами в центральной части Пай-Хоя к верхнему девону относятся разнообразные сланцы, а известняки играют лишь подчиненную роль.

Для Юго-Западного Пай-Хоя наиболее полный разрез франского яруса был установлен А. К. Крыловой (1940а) в ряде обнажений на берегу моря у Пыркова Носа. Франский ярус сложен здесь почти одними известняками общей мощностью 200—250 м, которые подразделяются на три горизонта. Первые два по своей общей мощности приблизительно равны верхнему.

1. Нижний горизонт (нижнефранский подъярус) со *Spirifer novosibirica* Toll. представлен известковистыми песчаниками, сланцами и известняками общей мощностью 25 м. Здесь найдены *Schizophoria tulliensis* Van., *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Camarotoechia bifera* Phill., *C. pyrkenis* Nai., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Ladogia meendorfi* Vern., *Atrypa velikaja* Nal., *Anatrypa micans* Buch., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., *Elytha fimbriata* Cong., *Anathyris monzevi* Nal., *Pleurotomaria* (?) *wenjukowi* Nal. пеллециподы и криноидеи. Эти слои аналогичны псковским и чудовским слоям северо-западных областей Русской платформы, отличаясь от них только присутствием *Hypothyridina cuboides* Sow.

2. Средний горизонт (среднефранский подъярус) со *Spirifer disjunctus* Sow., сложен известняками, мощность которых не указывается. В фауне присутствуют: *Schizophoria striatula* Schl., *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Productella subaculeata* Murch., *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Atrypa beringensis* Nal., *A. tenuisulcata* Wen., *A. uralica* Nal., *A. bifidaeformis* Tschern., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., *Lamellispirifer subcompressus* Tschern., *Eoreticularia undifera* Roem., *Spirifer pilula* Nal., *Anathyris helmsereni* Buch., гастроподы, пеллециподы. Среди ружог определены своеобразные призматические *Prisnatophyllum*, *Apolithophyllum weberi* Bulv., *Schluteria* sp. Этот горизонт тождествен со свинордскими и бургескими слоями северо-западных областей платформы.

3. Верхний горизонт (верхнефранский подъярус) с *Theodossia*. Известняки и доломиты общей мощностью около 200 м. Разрез (снизу вверх):

- | | |
|---|------|
| a) известняки с <i>Theodossia anossofi</i> Vern., ружозами и гастроподами | 25 м |
| b) известняки с <i>Stromatoporoidea</i> | 30 „ |
| c) светлые немые доломиты | 85 „ |
| d) известняки с <i>Theodossia evlanensis</i> Nal. | 50 „ |

Здесь встречены *Productella subaculeata* Murch., *Camarotoechia omaliusi* Goss., *Theodossia anossofi* Vern., *Th. evlanensis* Nal., *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *Megalodon crassus* Eichw. Слой «а» соответствует воронезским, а слой «d» — евлановским слоям центральных областей платформы.

По данным Е. А. Шебаровой (1936), в состав франского яруса входят амфипоровые известняки с *Amphipora patokensis* Riab. А. К. Крылова (1940а) указывает на то, что эти известняки принадлежат к слоям с *Theodossia*.

Фаменский ярус согласно залегает на франском, будучи также представлен известняками, доломитизированными, кремнистыми и

песчанистыми. А. К. Крылова (1940а) намечает в нем для юго-западной части Югорского полуострова следующие горизонты (снизу вверх):

1. Плитчатые известняки с концентрической органогенной полосчатостью (известковые водоросли) 25 м
2. Известняки с фауной: *Productella herminae* Frech, *Productus arctirostratus* Hall, *Camarotoechia griasica* Na l., *C. omaliusi* Goss., *Cyrtospirifer archiaci* Verp., *Cyrt. cf. dada* Na l., *Naticopsis auricularis* Na l., разнообразные другие гастроподы, пеллециподы, наутилоидеи, строматопоронидеи 40 "
3. Мшанково-строматопоровые известняки до 50 "

По р. Бельковской в известняках фаменского яруса А. К. Крыловой (1940а) были встречены *Liorhynchus cf. ursus* Na l., *Athyris cf. angelica* Hall.

Среди сборов А. К. Крыловой в ряде обнажений был найден *Cyrtospirifer brodi* Verp. Взаимоотношения горизонтов со *Cyrtospirifer archiaci* Verp. и *Cyrtospirifer brodi* Verp. остались пока невыясненными. Последний горизонт должен залегать несколько выше. Известняки фаменского яруса вверху постепенно переходят в известняки турнейского яруса.

В Северо-Восточном и частью Центральном Пай-Хое в сложении верхнего девона преобладающее развитие получают разнообразные сланцы (Волков, 1938; Крылова, 1940а; Осадчев, 1951б; Устрицкий, 1956б; Иванова, Устрицкий, Молдаванцев, 1957). Нижние горизонты обычно сложены из серых ленточнослоистых глинистых сланцев, слагающих толщу до 250 м мощности. Вышележащие горизонты характеризуются появлением прослоев пестроокрашенных (красных, малиновых, зеленых, коричневых и др.) кремнисто-глинистых сланцев, мергелей и яшмовидных пород. Также встречаются отдельные прослои и линзы известняков, песчаников, гравелитов и конгломератов. По-видимому, в составе этих горизонтов В. И. Устрицким в районе между-речья Янгарей-яха и Хей-яха были встречены известковистые конгломераты с *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., *L. ursus* Na l. (определение А. К. Крыловой). Вышележащие криноидные известняки, переслаивающиеся с черными и пестроокрашенными кремнистыми и глинистыми сланцами, принадлежат к низам каменноугольной системы. Среди них по р. Силове были встречены нижнекаменноугольные фораминиферы: *Endothyra* sp., *Ammodiscus* sp. и др. (Волков, 1938, 1944; Крылова, 1940а).

БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКАЯ ТУНДРА И ОСТРОВНАЯ ЗОНА

1. БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКАЯ ТУНДРА

Большеземельская тундра представляет собой северо-восточную часть Печорской низменности, располагающейся между Тиманом и Уралом. Это труднодоступная и в геологическом отношении наименее изученная область. В ее пределах палеозойский складчатый фундамент на дневную поверхность выступает лишь на небольших участках (гряды Чернышева, Каратаихская гряда и др.), где сейчас, по данным А. А. Чернова (19276) и Г. А. Чернова (1945), известны палеонтологически охарактеризованные отложения девона. Вся остальная обширная территория Большеземельской тундры прикрыта мощным плащом четвертичных отложений.

Самые северные выходы палеозоя известны на Синькином Носу и затем островах Матвеева, Долгом и Малый Зеленец, где девон изучали Н. А. Кулик (1933) и Г. А. Чернов (1940).

Хребет Чернышева. К северу от р. Большого Патока на западном склоне Урала зона выходов девонских отложений разветвляется. Запад-

ная ветвь пересекает долины рек Большой Сыни и левых притоков Усы, Заостренной и Шарью, и далее долину самой Усы, следуя затем параллельно р. Адзьве и пересекая ее в среднем течении. Выходы силура и девона образуют невысокий кряж. Изучены они слабо. По данным А. А. Чернова (19276), здесь наблюдается следующий разрез.

В основании разреза девона залегает мощная толща глинистых сланцев и темных слоистых известняков. Обычно она слабо палеонтологически охарактеризована; фауна, если она здесь и встречается, является своеобразной и точное определение ее возраста вызывает затруднения. Весьма вероятно, что большая часть этих толщ относится к силуру.

На р. Большой Сыне в низах девона получают развитие песчаники такатинской свиты мощностью до 100 м (Першина, 1958). На них залегает толща битуминозных глинистых известняков и мергелей, среди которых по р. Шарью А. А. Черновым (19276) были встречены плохой сохранности неопределимые кораллы и брахиоподы. Мощность толщи достигает 200 м. Она условно относится к живетскому ярусу.

Франский ярус представлен полно и палеонтологически хорошо охарактеризован. Особенно интересно значительное развитие доманика тиманского типа, отсутствующего как в восточной полосе, так и на Пай-Хое.

А. И. Першина (1958) приводит следующий разрез франского яруса по рекам Большой Сыни и Вангыру.

Нижнефранский подъярус. К пашийско-кыновским слоям относятся глинистые известняки, сланцы и алевролиты с *Cyrtospirifer purchisonianus* Verp. поп Коп. Мощность до 130 м.

Среднефранский подъярус. Саргаевские слои сложены светло-серыми и темно-серыми известняками с *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., *Chonetipustula ilmenica* NaI. Мощность до 45 м. Доманиковые и мендымские слои сложены серыми известняками с прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев и мергелей с *Cyrtospirifer jeremejewi* Verp. и *Cyr. tenticulum* Verp. Мощность несколько десятков метров.

Верхнефранский подъярус. Аскыньские слои состоят из слоистых известняков с *Camarotoechia simensis* NaI., *Theodossia anosofi* Verp., *Th. evlanensis* NaI., *Cyrtospirifer markovskii* NaI.

Аскыньские слои по р. Большой Сыне А. И. Першина (1958) расчленяет на две толщи. Нижняя — до 40 м мощности — сложена доломитизированными известняками с *Plicatifera septentrionalis* NaI. Верхняя толща мощностью более 15 м сложена из серицитизированных и хлоритизированных известняков с *Adolfia bifida* Roem., *Umbella bella* Masl.

Не вполне ясен возраст горизонтов, в которых фауна представлена одними довольно многочисленными *Spirifer pilula* NaI. А. И. Першина (1956 г.) составила детальные разрезы франского яруса для рек Заостренной и Шарью.

Нижнефранский подъярус. Пашийско-кыновские слои сложены известняками, мергелями и глинистыми сланцами с *Megaphyllum paschiensis* Soshk., *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Striatopproductus sericeus* Buch., *Atrypa velikaja* NaI., *Cyrtospirifer purchisonianus* Verp. и др. Мощность до 20—30 м.

Среднефранский подъярус. Доманиковые слои представлены типичным комплексом осадков: сильнобитуминозными мергелями, глинистыми и горючими сланцами с включениями черных кремней с *Tormoceras simplex* Buch., *Manticoceras sinuosum* Hall, *M. ammon* Keys., *Ponticeras tschernyschewi* Holz., *Komiceras stuckenbergi*

Holz., *Styliolina fissurella* Hall, *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Lingula subparallela* Sandb., *Striatoproductus sericeus* Buch, *Chonetes setiger* Hall, *Pugnax acuminata* Mart., *Liorhynchus domanicensis* Mark., *Buchiola retrostriata* Buch и др. Мощность более 25 м.

К этим же слоям следует относить и подстилающие их известняки (мощностью до 1,5—2,0 м) с *Tormoceras simplex* Buch, *Timanites keyserlingi* Miller, которые А. И. Першиной были условно отнесены к саргаевским слоям нижнефранского подъяруса.

Мендымские слои — это серые и светло-серые известняки с прослоями глинистых сланцев с *Lingula subparallela* Sandb., *Orbiculoidea newberryi* Hall, *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Atrypa aschensis* Mark., *Athyris* ex gr. *angelica* Hall, *Manticoceras intumescens* Beug., *M. drevermanni* Wdkd. и др. Мощность 30—40 м.

Верхнефранский подъярус. Аскынские слои сложены серыми пелитоморфными известняками с обильной фауной и растительными остатками, среди которых определены: *Pugnae pugnus* Mart., *Menticola collinensis* var. *plicata* Nal., *Adolfia multifida* Scup., *Eoreticularia koltubanica* Nal., *Athyris* ex gr. *angelica* Hall, *Bisphaera minima* Lip., *Archaeosphaera minima* Sal., *Irregularina* sp. и др. Мощность 80—90 м. По р. Шарью у устья рч. Дурной в этих же слоях были встречены: *Gypidula askynica* Nal., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Athyris angelica* Hall.

Барминские слои представлены плитчатыми серыми известняками с прослоями мергелей с *Plicatifera meisteri* Patz., *Camarotoechia cf. partridgeae* Whidb., *Pugnae pugnus* Mart., *Pugnoidea triaequalis* Goss., *Cyrtospirifer markovskii* Nal. Мощность 50—60 м.

Самые северные выходы девона в западной полосе обнажаются в долине р. Адзвы. В весьма полно собранной в 1909 г. коллекции Н. А. Кулика по р. Из-Рузь-шор имеется фауна как из брахиоподовых известняков, так и доманика. В темных брахиоподовых известняках, по-видимому залегающих под домаником, найдена нижнефранская фауна: *Schizophoria tulliensis* Van., *Striatoproductus sericeus* Buch, *Atrypa velikaja* Nal., *Uchtospirifer murchisonianus* Vern., *Cyrtospirifer tschudovi* Nal., *Athyris polaris* Nal., *Platyceras compressum* Roem. и другие гастроподы, пеллециподы, ругозы. Руководящими формами являются *Atrypa velikaja* Nal., *Atrypa polaris* Nal. Эта фауна интересна в том отношении, что в ней встречаются формы как псковско-чудовских слоев ленинградского девона, так и поддоманиковых слоев Урала.

К среднефранскому подъярису относится доманик, представленный типичными темными, буроватыми битуминозными известняками и сланцами с очень богатой и разнообразной фауной, в которой руководящей формой служит *Timanites acutus* Keus. Помимо нее, здесь встречены: *Tormoceras simplex* Buch, *Bactrites subflexuosus* Münst., *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Styliolina fissurella* Hall, *Lingula subparallela* Sandb., *Orbiculoidea lodensis* Hall, гастроподы, ругозы.

Верхнефранские слои здесь пока не найдены.

К фаменскому ярусу на р. Большой Сыне относятся серые известняки и глинистые сланцы мощностью до 10 м с *Cyrtospirifer archiaci* Misch. и др. На р. Вангыре, по А. И. Першиной, нижнефаменскому подъярису отвечают известковистые брекчии, темно-серые известняки с *Plicoconetes* ex gr. *nanus* Vern. и глинисто-известковистые, углисто-глинистые и глинистые сланцы с прослоями кремней. Общая мощность более 50 м. К верхнефаменскому ярусу здесь, по ее же данным, относятся известняки известковистых брекчий с прослоями черного кремня

и глинистых сланцев с *Liorhynchus ursus* Nal. и др. с общей мощностью более 80 м.

Этим же исследователем составлено описание разреза отложений фаменского яруса по рекам Заостренной и Шарью. Это один из наиболее детальных разрезов фаменского яруса для Большеземельской тундры.

Здесь нижнефаменский ярус подразделяется на два горизонта. Макаровские слои сложены серыми тонкозернистыми известняками с прослоями глинистых сланцев с *Plicatifera mugodjarica* Nach., *Camarotoechia griasica* Nal., *C. zadonica* Nal., *Monticola collinensis* Fresch. и др. Мощность до 120 м.

Хейлоцеровые слои представлены глинистыми и известково-глинистыми сланцами с конкрециями известняков и включениями кремней с *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., *Cheiloceras circumfletum* Sandb., *Ch. subpartitum* Münst., *Ch. lagowiense* Gürich и др.

Верхнефранский ярус сложен известняками с *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Schuchertella* aff. *umbaculam* Schloth., *Liorhynchus ursus* Nal., *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch и др. Их А. И. Першина (1956 г.) выделяет как мурзакаевские слои. Мощность до 85 м.

Коротаихинская гряда. Девонские отложения труднодоступной Коротаихинской гряды впервые описаны в отчете Д. К. Александрова и И. Н. Шебуевой (1945 г). Они указывают на развитие здесь фаменского яруса, сложенного доломитами и известняками с редкими прослоями сланцев общей мощностью 250—300 м; франского яруса — известняки, 150 м; среднего девона — известняки и известковистые песчаники, 350—400 м; нижнего девона — рифовые известняки, 50 м; силура — рифовые известняки с прослоями сланцев, 500—600 м; ордовика — известняки.

Судя по приведенным спискам фауны, эти определения возраста нуждаются в исправлении. Горизонты, отнесенные к фаменскому и франскому ярусам, на самом деле являются только фаменским ярусом. Горизонты, относимые к среднему девону, в большей части относятся к франскому ярусу, и только в самых низах, возможно, к живетскому ярусу. Формы, определяющие эйфельский ярус и нижний девон, полностью отсутствуют. Горизонты, относимые к нижнему девону и верхнему силуру, представляют единое целое и относятся к лудловскому ярусу силура.

Таким образом, в Коротаихинской гряде разрез имеет тиманский тип, а не уральский, и тождествен с разрезами хребта Чернышева, Синькина Носа и островов Зеленец и Долгого. Для него характерно несогласное залегание живетского, а местами и франского ярусов на лудловском или других ярусах силура.

2. ОСТРОВНАЯ ЗОНА

В Островную зону входят острова Матвеева, Долгий, Малый Зеленец и берег материка в районе Синькина Носа и р. Талаты.

Выходы девона во всех этих районах представляют части одной и той же тектонической структуры, вытянутой в северо-западном направлении. Это доказывается тождеством простираний и разрезов и положением выходов на одной линии.

Основной особенностью разреза является отсутствие морских фаций среднего девона и, по-видимому, полное отсутствие нижнего девона. Благодаря этому разрез имеет здесь южнотиманский тип.

Средний девон, палеонтологически охарактеризованный, отсутствует. Возможно, что к нему относятся немые слои в основании разреза на р. Талате, соответствующие перерыву мощностью около 100 м. Они перекрываются известняками со *Uchtospirifer murchisonianus* Verp., относящимися к нижнефранскому подъярсу.

На островах среднедевонские отложения неизвестны.

Франский ярус. Нижнефранский подъярус. На о-ве Матвеева в зеленовато-серых глинистых известняках была найдена богатая, но однообразная фауна, предварительно определенная Ф. Н. Чернышевым (1907) как верхнедевонская. По определениям Д. В. Наливкина, она содержит; *Ladogia* aff. *meyendorfi* Verp. и *Schizophoria striatula* Schul. Наличие представителей рода *Ladogia* определяет нижнефранский саргаевский возраст фауны.

По р. Талате, у Синькина Носа, Г. А. Черновым в основании разреза девона, под слоями с *Theodossia* были обнаружены нижнефранские светло-серые слоистые зернистые известняки мощностью около 100 м. Фауна многочисленна, но крайне однообразна и состоит из *Uchtospirifer murchisonianus* Kop., *Cyrtospirifer* ex gr. *tenticulum* Verp. В одиночных экземплярах найдены *Bellerophon*. В самых низах разреза встречаются известковые водоросли.

На островах Долгом и Малый Зеленец нижнефранская фауна неизвестна.

Среднефранская фауна пока не найдена.

Верхнефранский подъярус. Наиболее полно он обнажен в разрезе по р. Талате у Синькина Носа. По данным Г. А. Чернова (1945), здесь развиты внизу серые мраморизованные, сверху доломитизированные известняки общей мощностью около 80 м. В них выделены следующие фаунистические горизонты (снизу вверх):

1. Горизонт с фауной неопределенного возраста с *Cyrtospirifer* aff. *tenticulum* Verp., гастроподами, пеллециподами и наутилоидеями.
2. Горизонт с *Theodossia tanaica* Nal. и *Camarotoechia synensis* Nal., кроме них, присутствует *Productella subaculeata* Murch.
3. Горизонт с *Pugnax* sp. в сопровождении *Streptorhynchus*., *Camarotoechia*, *Cyrtospirifer* aff. *tenticulum* Verp. (?). *Sp. frigida* Nal (?).
4. Горизонт с *Theodossia evlansis* Nal., среди других форм встречены: *Striatopductus sericeus* Buch (?).
5. Горизонт с *Productus septentrionalis* содержит, кроме того, *Streptorhynchus koscharicus* Nal., *Theodossia evlanensis* Nal. (?), *Athyris angelica* Hall.

На островах отложения с типичной верхнефранской фауной пока не найдены.

Фаменский ярус. В противоположность франскому ярусу он полно развит на островах и бедно представлен на континенте.

На р. Талате он сложен желтовато-серыми толстослоистыми доломитизированными известняками и доломитами общей мощностью около 150 м. Среди фауны преобладают строматопороидеи, образующие в основании яруса значительные скопления. Среди них В. И. Рябининым определен ряд видов, относящихся к родам: *Labechia*, *Stylostroma*, *Gerronostroma* и *Rosenella*. В нижних горизонтах, кроме строматопороидей, найдены *Cyrtiopsis*, *Spirifer*, *Euomphalus* и многочисленные экземпляры руководящей нижнефаменской формы *Liorhynchus ursus* Nal.

На о-ве Малый Зеленец фаменский ярус сложен теми же известняками (рис. 50). По данным Н. А. Кулика, здесь наблюдается следующий разрез (снизу вверх): 1) слои с *Cyrtospirifer archiaci* Verp.; 2) слои с *Cyrtospirifer brodi* Wen., *Productella herminae* Eresch, *Pachtoceras* sp.; 3) слои с *Liorhynchus ursus* Nal., кроме этой руково-

дящей формы, найдены еще *Euomphalus* и *Stromatoporoidea*; 4) слои с *Camarotoechia griasica* Nal., вероятно относящиеся уже к верхнефаменским слоям.

Фауна такого же возраста известна из россыпи на северном берегу острова; она содержит *Streptorhynchus koscharicus* Nal., *Camarotoechia griasica* Nal.

По наблюдениям Г. А. Чернова (1945), на о-ве Большой Зеленец в основании разреза залегают доломитизированные известняки с мало-



Рис. 50. Известняки фаменского яруса восточного берега о-ва Малый Зеленец. Фото Г. А. Чернова

характерной, но скорее нижнефаменской фауной *Productella* cf. *herminae* Fresh, *Cyrtospirifer* aff. *archiaci* Verp. Мощность 55 м. Выше залегают серые слоистые известняки (около 110 м). В них найдена фауна с *Productella subaculeata* Murch., *Pugnoides* aff. *triaequalis* Goss.

Интересно нахождение последнего вида, так как он обычно встречается в самых верхах франского яруса. Это указывает на возможность принадлежности нижележащих слоев к верхнефранским слоям.

Фауна из верхних слоев характеризуется своеобразной легкоотличимой *Meristella*(?) *polaris* Nal., найденной и на Пай-Хое. Кроме нее, здесь определены *Spirifer tarandus* Nal., *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch и др. Выше залегают доломитизированные массивные известняки (около 50 м). В них найден только *Straparollus* sp. Верхнюю часть разреза занимают слоистые известняки мощностью 50 м. В их низах фауна бедна, но своеобразна; в нее входят два местных вида *Productus septentrionalis* Nal. и *Spirifer tarandus* Nal. Нахождение *Spirifer tarandus* Nal. в фаменском ярусе о-ва Большой Зеленец определяет возраст слоев со *Sp. tarandus* Nal. и на Пай-Хое.

В вышележащих слоях, сложенных битуминозными известняками, найдены многочисленные и разнообразные *Camarotoechia*, *C. gracilis* Nal., *C. radiata* Nal. Кроме них, найдены *Pugnax* и ругозы. Точный

возраст слоев с *Camarotoechia* неясен, они могут относиться и к нижне- и к верхнефаменским слоям.

На о-ве Долгом, по данным Н. А. Кулика, развит только фаменский ярус, представленный битуминозными известняками. В нижних его слоях найдены *Productella herminae* Frech, *Camarotoechia grisica* NaI., *Cyrtospirifer brodi* We p., *Productus arctirostratus* NaI. Сюда же относятся известняки северного мыса Болванской губы. В верхних слоях фауна богаче и состоит из *Streptorhynchus koscharicus* NaI., *Camarotoechia grisica* NaI., *Cyrtospirifer brodi* We p., *Cyrtospirifer* aff. *lebedianicus* NaI. Аналогичная фауна найдена и на южном мысу Восточной бухты.

По-видимому, еще более молодая верхнефаменская фауна найдена в темно-серых битуминозных известняках на южном мысу Болванской губы; она включает *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Camarotoechia grisica* NaI., *Liorhynchus gibbosus* NaI., представителей табулят. Для этой фауны характерно отсутствие *Cyrtospirifer brodi* We p. и других руководящих форм нижнефаменских слоев и нахождение верхнефаменских *Cyrtospirifer* aff. *lebedianicus* NaI., *Cyrtospirifer dada* NaI. Общая мощность фаменского яруса здесь достигает более 300 м.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СВОДКА И СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

В пределы Северного края входят области трех типов: 1) платформенные — Северо-Восток Русской платформы; 2) переходные — Тиман и Большеземельская тундра; 3) геосинклинальные — Урал и Пай-Хой. Сопоставление их разрезов приобретает особый интерес.

Нижний девон и эйфельский ярус. Отложения нижнего девона и эйфельского яруса развиты в геосинклинальной области на Северном и Полярном Урале и в Пай-Хое. Они отсутствуют уже в островной зоне — на о-вах Долгом и Малый Зеленец, на Синькином Носу и в хребте Чернышева. Отсутствуют они и на Севере Русской платформы. Неясным остается вопрос о зоне, непосредственно примыкающей к геосинклинальной области. В пределах этой зоны возможно существование прибрежной равнины и накопление песчано-глинистых континентально-прибрежных отложений, типа древнего красного песчаника Шотландии. Подобные отложения широко развиты по западному склону Среднего и Южного Урала и вскрыты глубокой буровой скважиной около г. Перми (ашинская свита).

На Урале сопоставление разрезов показало значительную фациальную изменчивость нижнедевонских и эйфельских отложений. Преобладают сланцевые и песчаниковые толщи; последние часто переходят в кварциты. Нередки свиты кремнистых сланцев и слоистых то серых, то темных известняков. Местами развиты массивы светлых известняков герцинского типа, тождественные с такими же известняками восточного склона Северного и Среднего Урала. Протяженность массивов от нескольких километров до немногих десятков километров; мощность до нескольких сотен метров. Герцинские массивные известняки по простирацию переходят в глинистые известковистые сланцы и слоистые известняки, реже в брекчиевидные известняки. Верхняя поверхность массивов нередко несет следы размывания и трансгрессивно перекрывается слоистыми черными битуминозными известняками. На их контакте возможно нахождение бокситов.

На восточном склоне Северного Урала, в Северо-Уральском (Петропавловском) бокситоносном бассейне, на размытой поверхности

массивных светлых известняков верхнелудловского, реже жединского возраста лежат темные слоистые эйфельские известняки; последние в основании содержат залежи боксита. На западном склоне Северного и Полярного Урала и Пай-Хоя в подобных условиях бокситовые залежи неизвестны, но детальные поиски еще не производились, хотя положительные результаты их вполне возможны.

На Южном Урале с толщами кремнистых сланцев и яшм нижнего девона связаны месторождения марганцовых руд. Нахождение их в кремнистых толщах севера также вполне возможно.

Живетский ярус. Большая, северная часть платформенной области Северного края по-прежнему остается возвышенной сушей — областью разрушения. Накопление осадков происходит только на юге. Континентальные отложения представлены лужскими, наровскими и пярнускими слоями (Солигалич).

Это были отложения обширных аллювиальных прибрежных равнин, покрытых болотами, озерами, пресными и солеными, а на юге, ближе к морю, и лагунами. Постоянные реки, если и были, то немногочисленные и небольших размеров. Основной перенос продуктов разрушения производился временными потоками.

Морские живетские отложения с типичной морской фауной, среди которой преобладают брахиоподы и кишечнополостные, известны только на Урале и Пай-Хое. Возможно их нахождение и в южных районах Северного края, так как трансгрессия шла с юга (Вологда). На востоке она задерживалась каледонскими хребтами Западного Тимана.

Франский ярус. Наиболее полно развит и представлен разнообразными фациями. Там, где встречаются морские отложения, легко выделяются три подъяруса. В континентальных фациях подразделения носят литологический местный характер.

Нижнефранский подъярус. Эпоха наибольших опусканий и наибольшего распространения моря, которое проникает далеко к северу до района ст. Няндомы (Воезерская скважина). Но и в эту эпоху Каледонские хребты Западного Тимана представляют преграду для моря, которое обходит их с юга.

На Южном Тимане выделяются два горизонта: нижний — пашийские и кыновские слои с *Uchtospirifer*, и верхний — саргаевские слои с псковско-чудовской фауной с *Ladogia meyendorfi*, *Elytha jimbriata*, *Lamellispirifer muralis* и близким к нему *Lamellispirifer novosibiricus*. Фауна с *Uchtospirifer* широко развита на востоке, Урале и Тимане; к западу от Тимана она неизвестна. Фауна верхнего горизонта обладает наибольшим распространением. На западе, до Тимана включительно, она носит типичный псковско-чудовский характер; на востоке, Урале и Пай-Хое ее состав несколько изменяется и она получает название фауны с *Lamellispirifer novosibiricus*.

В основании нижнефранского подъяруса на Южном Тимане лежит пачка песчано-глинистых пород, тождественная с пашийскими слоями западного склона Среднего Урала, с которой связаны месторождения оолитовых железных руд, флинтклеев и небольшие залежи бокситов.

В пределах Второго Баку пашийские слои являются одним из важнейших нефтеносных горизонтов.

В Вологодской скважине в основании морских нижнефранских отложений также лежит пачка белых грубозернистых кварцевых песчаников.

На западном склоне Урала светлые жерновые, нередко аркозовые песчаники встречаются в различных горизонтах. Они известны в основании морских нижнеживетских (?) отложений; на Южном Урале их выделяют в особую такатинскую свиту; на Среднем Урале относят

к эйфельскому ярусу, причем некоторые исследователи отмечают тесную их связь с подстилающими «нижнедевонскими» красноцветами. Однако новейшие данные не подтверждают ни этой связи, ни определения возраста. Б. П. Марковский проследил постепенный переход белых песчаников в нижеживетские известняки. Более правильно считать белые кварцевые песчаники базальной толщей вышележащих отложений, одинаковой с ними по возрасту. Возраст белых базальных песчаников может быть различным в зависимости от возраста той трансгрессии или эпохи накопления, которую они начинают.

Кубоидный горизонт. На Южном Тимане, как сказано выше, было распространено название кубоидный горизонт, присваиваемое верхней части нижефранских отложений, характеризующихся находждением формы, которую раньше определяли как *Rhynchonella cuboides*. Б. П. Марковский показал, что это определение ошибочно и эта форма является новым видом — *Hypothyridina calva* M a g k., широко распространенным в нижефранских отложениях Урала. Поэтому название кубоидный горизонт должно быть заменено названием саргаевские слои.

Среднефранский подъярус. В ряде областей он начинается песчаниками, за которыми следуют глинисто-известковые породы и вверху чистые известняки. Благодаря этому он является типичным ритмом осадконакопления, седиментационным циклом. Нередко такой же ритм представляют нижефранский и верхнефранский подъярусы. Так, например, на Южном Урале Н. Г. Чочиа, С. М. Домрачев и В. С. Мелешенко выделили пять ритмов: нижеживетский, верхнеживетский, нижефранский, среднефранский и верхнефранский; последний постепенно сменяется фаменским ритмом. На Южном Тимане Н. Н. Тихонович (1945) выделяет четыре ритма — три франских и один фаменский.

Ритмы осадконакопления действительно существуют и нередко выражены весьма четко, но площади распространения их различны. Некоторые из них прослеживаются на многие сотни и даже тысячи километров; другие же развиты только на небольших площадях, в десятки или немногие сотни километров длиной. Поэтому стремление во что бы то ни стало протягивать их на громадные расстояния приводит иногда к грубым ошибкам. Ранее считали, что опускания и поднятия обязательно охватывают громадные площади, чуть не весь континент. Сейчас же установлено, что наряду с опусканиями, охватывающими громадные площади, существуют (и гораздо чаще) опускания, захватывающие сравнительно небольшие участки. Дифференциальность поднятий и опусканий представляет весьма существенное явление.

Доманиковые фацции. Доманик, доманиковая толща, доманиковый горизонт, доманиковая свита — различные названия, присваиваемые своеобразной толще битуминозных пород, состоящей из чередования тонкослоистых известняков, кремнистых, глинистых и горючих сланцев черного и темно-бурого цвета с характерным керосиновым запахом в свежем изломе. Своеобразен и состав фауны, среди которой преобладают гониатиты, бактриты и наутилоидеи, птероподы — стилиолины и гентакулиты, своеобразные беззамковые пелециподы — бухиолы, онтарины, птерохении и гладкие или слабоскладчатые брахиоподы — лиоринхи, теребратулы и спириферы.

Название свита получила более ста лет назад от р. Доманик, притока р. Ухты. На Тимане доманик имеет мощность 110—80 м и менее и составляет всю нижнюю часть среднефранского подъяруса, залегающую на саргаевских слоях с псковско-чудовской фауной. Он покрывается мендымскими и ветласянскими слоями, состоящими из глин и известняков

с характерной фауной с бухиолами и гониатитами. Детальное расчленение среднефранского подъяруса по гониатитам еще не установлено. Нижняя часть его (доманиковые слои) характеризуется наличием *Timanites*, *Gephyroceras*, *Pharciceras*, верхняя (мендымские слои) больших *Manticoceras intumescens*. Распространение доманика весьма интересно. На Тимане он развит только в его южной части, последний раз встречаясь (Тихомиров, 1948) в верховьях р. Выми. Севернее, в долине Печорской Пижмы, он замещается брахиоподовыми известняками нижневерховских слоев с семилукской фауной. Еще далее к северу идут одновременные доманику прибрежно-континентальные красноцветы.

К западу от Тимана доманик отсутствует. В Среднем Поволжье, у г. Куйбышева, он замещается битуминозными глинами и известняками с лиоринхами, но без гониатитов. Эти осадки нельзя называть домаником, но они одновременны ему. Зато к востоку от Тимана доманик широко распространен, хотя везде значительно меньшей мощности. Он встречен в хребте Чернышева и по всему Уралу. В Мугоджарах и южнее он неизвестен.

Доманиковые фации, представленные битуминозными глинисто-известковыми породами с гониатитовой фауной, за последние годы найдены и в других горизонтах.

На Южном и Среднем Урале значительным распространением пользуется «инфрадоманик» (названный так Б. П. Марковским) залегающий в середине живетского яруса. По литологическому составу он неотличим от доманика, и фауна его также состоит из гониатитов, птеропод, бухиол и гладких брахиопод. Возраст его определяется тем, что среди гониатитов находят только среднедевонские рода, в частности *Agoniatites*. На Среднем и Северном Урале, в том числе и в бассейне Печоры, нередко встречается доманиковая фация фаменского возраста. Она состоит из глинистых и известковых сильнобитуминозных сланцев с гониатитами или климениями, птероподами и бухиолами. Резкие колебания мощностей типичного доманика (от нескольких до 90—110 м) показывают, что он в различных местах может соответствовать промежуткам различного возраста и различным брахиоподовым горизонтам.

Доманиковые фации имеются в Юго-Восточном Притиманье (юго-восточная часть Верхне-Ижемского района) — в верхнефранском подъярусе и частично в Печорской гряде и в Ковло-Вишерском крае — в нижней части верхнефранского подъяруса. Имеются они также в нижнефранских (шугуровских) слоях Волго-Уральской области.

Доманик рассматривался и рассматривается нередко и сейчас как материнская порода, из которой образовалась нефть месторождений Тимана, Приуралья и Второго Баку. Вряд ли это правильно. Действительно площадь распространения доманика приблизительно совпадает с площадью распространения нефтяных месторождений. Местами, например в Туймазах, доманик пропитан нефтью. Противоречием являются два повсеместно установленных факта: все наиболее крупные залежи нефти находятся ниже доманика и доманик всегда сильно битуминозен и не несет следов вторичных изменений. Если бы все громадные массы девонской нефти происходили из доманика, то в нем должно было остаться немного битумов и он должен был иметь широко развитые вторичные изменения в виде уплотнения от уменьшения объема с соответствующими растрескиваниями и раздроблениями. Доманик является не материнской породой, а только указателем существования условий, благоприятных для накопления громадных масс органического вещества и образования нефти. Значение его как весьма важного поискового признака на нефть остается в полной силе.

Зато, не связывая генетически нефть с домаником, мы получаем право и обязанность искать нефть и находить ее там, где нет доманика. Примером этого служат месторождения Поволжья, где типичный доманик отсутствует.

При оставлении разрезов среднефранского подъяруса является недостаточно ясным соотношение ленинградского и воронежского разрезов. В отложениях воронежского девона после петинских слоев имеется перерыв, соответствующий суше, на которую наступила верхнефранская трансгрессия.

Верхнефранский подъярус. Это слои с *Theodossia*, родом, включающим в себя группу *Spirifer anossofi*. Первые представители этого рода известны в среднефранском подъярусе — *Spirifer svinordensis* и даже в живетском ярусе *Spirifer schulkei*, но массовое распространение только для верхнефранского подъяруса. В этом же подъярусе часто массовое распространение имеет типичная *Hypothyridina cuboides*, особенно в светлых брахиоподовых известняках колтубанского типа, как, например, на Седь-ю, на Южном Тимане. На Урале эти известняки и носят название «кубонидных» по праву. В связи с существующим различным пониманием это название не следует применять, как уже было сказано выше.

Верхнефранская эпоха характеризуется новым отступанием моря, освободившего всю северную часть Русской платформы. На Тимане море сохраняется только на юге. Без перерыва оно существует на Урале и Пай-Хое.

Фаменский ярус. В нижнефаменскую эпоху распределение моря и суши остается такое же, как и в верхнефранскую эпоху. Море сохраняется на Южном Тимане и восточнее. В конце эпохи происходят новые быстрые поднятия, и море отступает в пределы Уральской геосинклинали в те границы, в которых оно находилось до начала живетской трансгрессии. Ритм заканчивается. Исключением является Северный Тиман, где недавно установлено присутствие морских нижнефаменских отложений. Море трансгрессировало с северо-востока.

Нижнефаменский подъярус. Морские отложения известны на Урале, Пай-Хое, Островной зоне, Северном и Южном Тимане. Вся платформенная часть снова превращается в область разрушения — возвышенную страну, и накопление осадков прерывается. Граница моря от Южного Тимана уходит в юго-западном направлении, проходя немного севернее Москвы. К северу от нее располагается прибрежная равнина, область накопления красноцветов. Возможно, что местами она проникала в границы Северного края, но на большей части его никаких отложений не накапливалось.

Морская нижнефаменская фауна поражает своим однообразием; везде развиты известняки, доломитизированные известняки и доломиты с многочисленными, но однообразными *Cyrotospirifer archiaci* и близкими к нему формами. Гониатитовые фации, представленные слоистыми, нередко окремнелыми и почковатыми известняками с *Cheiloceras* и другими гониатитами, известны на Южном и Среднем Урале и Новой Земле; несомненно, они развиты и на Среднем и Полярном Урале, но пока еще не найдены.

Верхнефаменский подъярус. Поднятия достигают еще больших размеров. Область разрушения увеличивает свои размеры. Верхнефаменские отложения неизвестны на платформенной части Северного края. На Тимане, на самом юге, в бассейне р. Седь-ю, Е. Д. Шлыгиным (1930) в верхней части фаменских отложений были найдены известняки с *Productus* ex gr. *praelongus*, возможно относя-

щиеся к верхнефаменскому подъярису. По новым данным, верхнефаменские отложения найдены на Печорской гряде и в Восточном При- тиманье.

Полезные ископаемые в фаменских и верхнефранских отложениях представлены залежами гипса значительных размеров. Там, где в этих отложениях существуют перерывы, в базальных толщах возможно нахождение бокситов, флинтклевов и железных руд. Пористые, ячеистые разности доломитов могут быть коллекторами для нефти, так же как и пористые песчаники.

Девонский рельеф. Рельеф, перекрываемый девонскими отложениями в пределах современной Русской платформы, весьма своеобразен. Основная его особенность — это сходство с рельефом Кольского полуострова и Скандинавии и резкое отличие от современного рельефа центральных областей платформы.

На фоне общих уклонов, весьма пологих и выдерживающихся на многие сотни и даже тысячи километров, развиты глубокие и широкие долины и впадины, с довольно крутыми или пологими склонами, разделенные высокими округленными широкими возвышенностями. Глубина таких долин и впадин измеряется сотнями метров, иногда до километра и больше. В пределах Второго Баку, где глубокое бурение развернулось широко, они вскрыты в ряде областей и обладают глубинами в сотни метров.

Такие замкнутые впадины в девонском рельефе могут иметь промышленное значение, если они были бассейнами концентрации рудных и соляных растворов, приносимых с окружающих возвышенностей, сложенных кембрием и докембрием. Трудно предугадать состав концентрирующихся металлов и соединений; он будет определяться составом окружающих докембрийских пород. Возможна промышленная концентрация железа, меди, алюминия, никеля и редких металлов. При отборе образцов для анализа надо обращать внимание на наиболее тонкозернистые породы, особенно темные, с раковистым изломом или с оолитовым или бобовым строением. Впадины в докембрии легко обнаружить геофизическими методами; затруднения возникнут только тогда, когда докембрий будет сложен сравнительно малометаморфизованными породами иотния.

Общий уклон поверхности в девонский период, что уже давно установлено, весьма пологий с направлением на юго-восток. Он определяется по распространению морских отложений и высотным отметкам кровли и ложа девона в глубоких скважинах. Эти отметки весьма интересны, с каждым годом их становится все больше, что уточняет картину строения главной впадины (синклинали, синеклизы). Они приведены в табл. 8.

Несмотря на все еще небольшое количество данных, уже сейчас можно сказать, что представление о главной впадине, как о большой пологой складке, безнадежно устарело. Нет сомнения в том, что впадина представляет обширную депрессию, скорее всего бессточную, со всех сторон окруженную возвышенностями, на севере и востоке складчатыми каледонскими хребтами. Только в самом начале верхнедевонской эпохи море проникает в депрессию с юга, через более пологие возвышенности, сложенные докембрием платформы.

Трансгрессии и регрессии. Они определялись взаимоотношениями Уральского моря и Балтийского континента. Уральское море непрерывно существовало в течение всего девона, все время находясь в широкой связи с мировым океаном, поэтому колебания его уровня были незначительны. Единственными причинами, вызвавшими трансгрессии на Балтийском массиве, были его поднятия и опускания.

Таблица 8

Относительные отметки залегания девона в глубоких буровых скважинах

Местонахождение скважин	Глубина м	
	кровли	ложа
с. Воезерка (Няндомы)	343,5	531
ст. Коноша	507	759
г. Вологда	714	1509
г. Солигалич	764	1630
г. Котельнич	1439	1892
с. Возгалы	1234	2137
г. Котлас	1065,5	1197
ст. Опарино	1675	1932
с. Аныб	1198	1392

Нижний девон. После проявлений каледонской складчатости весь Балтийский массив по его северной и восточной окраинам и его склон — Русская платформа испытали значительное поднятие, продолжавшееся в течение всего нижнего девона, а местами и эйфельской эпохи. Все это время почти вся Русская платформа, в том числе и ее Север, представляла возвышенную страну, подобную современному Кольскому полуострову. Подавляющая часть ее поверхности представляла область разрушения. На Тимане, на морском побережье, красные цветные живецкого возраста с угловым несогласием лежат на нижних горизонтах силура. Немного южнее они ложатся уже на нижнедевонские(?) континентальные отложения. Перерыв был вызван проявлениями каледонской складчатости в конце силурийского периода. Южнее, на Среднем и Южном Тимане, силур отсутствует, и на метаморфической толще нижнего палеозоя с резкими угловыми несогласиями залегают местами ниже- и среднедевонские, местами франские отложения, местами же девон полностью выпадает.

В зоне о-вов Матвеева, Долгого, Большой и Малый Зеленец и мыса Синькин Нос из разреза выпадает весь нижний девон и большая часть среднего. На морском верхнем силуре несогласно лежит небольшая пачка песчаников и глинистых сланцев континентального характера, возможно, верхнеживецкого возраста. Она постепенно переходит вверх в морские нижнефранские отложения.

Непрерывный полный разрез, сложенный морскими отложениями нижнедевонского и эйфельского возраста, наблюдается в Юго-Восточном Притиманье, на Урале и Пай-Хое. Характерно присутствие в ряде пунктов (р. Верхняя Печора, р. Унья, р. Илыч и Пай-Хой) массивов рифовых герцинских известняков с богатой и разнообразной фауной, тождественных аналогичным известнякам Среднего и Южного Урала. В основании массивов встречена силурийская (лудловская) фауна, средняя (большая) часть их содержит нижнедевонскую фауну, а в верхах местами найдена эйфельская фауна. Во всех этих трех разделах встречены различные виды рода *Karpinskia*. По простиранию герцинские известняки сменяются мощной толщей (во много сотен метров) сланцев, слоистых известняков и песчаников также с морской фауной.

Большое постоянство нижнедевонских отложений и громадная площадь их распространения указывают на обширные размеры нижнедевонского бассейна и на медленность и непрерывность смены в нем физико-географических условий.

Нижний девон был эпохой тектонического покоя, нарушавшегося только медленными эпейрогеническими движениями, в основном опусканиями.

Большой интерес представляют предположения о возможности местных перерывов, вызванных поднятиями в конце нижнего девона, так как с ними могут быть связаны месторождения бокситов. На восточном склоне Северного Урала такой перерыв установлен в Северо-Уральском бокситоносном бассейне. На западном склоне такой перерыв тоже возможен. На Пай-Хое отмечается налегание на размытую поверхность силура песчаников и сланцев с эйфельской фауной (Крылова, 1940а).

Средний девон. На Русской платформе в нижнедевонскую эпоху южная часть опускается, преобразуясь в обширную низменную равнину. В начале эйфельской эпохи продолжающиеся опускания создают на ее месте широкий мелководный залив, соединяющийся с Уральским морем.

Северный край в своей платформенной части в это время продолжал оставаться обширной низменной прибрежной равниной. Эта равнина была наклонена к югу, к морю, и пересечена глубокими долинами и оврагами. На ее поверхности отлагались континентальные отложения эйфельского и живетского возраста.

Западная часть Тимана в эйфельский и живетский века представляла возвышенную область, на поверхности которой происходили интенсивные денудационные процессы и никаких осадков не отлагалось.

Восточная часть Тимана оставалась громадной прибрежной равниной, покрытой озерами, а ближе к морю и лагунами. На ее поверхности отлагались разнообразные, быстро сменявшие друг друга песчаники, глины, мергели, реже конгломераты, с остатками растений, панцирных и других рыб и местами с *Lingula*. Эти отложения с угловыми неогласиями лежат на различных свитах метаморфической толщи. Та же картина наблюдается в северной части области между Тиманом и Уралом, включая острова, мыс Синькин Нос и хребет Чернышева.

В южную часть этой области, в Юго-Восточное Притиманье, проникает эйфельское море, местами продолжавшее существовать и в живетскую эпоху.

На Пай-Хое, западном склоне Приполярного Урала, а также, возможно, в Лемвинской и Тисваизской зонах в эйфельский век отлагаются мощные толщи песчаников и сланцев. Они могут быть сопоставлены с такатинскими песчаниками. Морская трансгрессия локально проникает в пределы рассматриваемых областей лишь в самом конце эйфеля. Значительные площади Пай-Хоя и северные районы Урала в эйфеле испытывают поднятия, и, возможно, имеет место проявление складчатости. В связи с этим отмечаются перерывы, появление базальных песчаников и реже конгломератов. Перерывы имеются как в основании эйфеля, так и в основании живетского яруса. На восточном склоне Северного Урала с этими перерывами связаны залежи бокситов.

На западном склоне Полярного Урала, в Елецкой зоне, так же как и в нижнем девоне, продолжало господствовать море. Происходит накопление мощных толщ карбонатных пород. Терригенные осадки, аналоги такатинских песчаников более южных районов Приуралья, здесь отсутствуют. Это отличает Елецкую зону Полярного Урала от более южных районов западного склона Урала, где повсеместно низы среднего девона представлены терригенными осадками.

Верхний девон. Верхнедевонская эпоха — это эпоха наибольшего развития эпейрогенических движений, поднятий и опусканий и соответственно регрессий и трансгрессий.

На Русской платформе, в конце нижнефранской эпохи (псковско-чудовский век) опускания достигают небольших размеров и море, затопляя прибрежную равнину, проникает далеко на север, в пределы Тимана, юго-западной части Северного края и Ленинградской области.

В конце нижнефранской эпохи происходит быстрое кратковременное, но значительное поднятие, вызвавшее регрессию моря из пределов платформенной части Северного края и образование шелонских слоев в Ленинградской области.

В начале среднефранской эпохи снова начинается опускание, но уже меньших размеров. Море проникает в пределы Ленинградской области, образуя пачку морских свинордо-бурегских слоев, но распространилось ли оно в пределы платформенной части Северного края, пока неизвестно.

В конце среднефранской эпохи происходит новое быстрое и еще более значительное поднятие. Море окончательно отступает с территории Ленинградской области и Северного края. На весьма длительный период восстанавливается континентальный режим — море появляется только в визейскую эпоху, а местами даже в среднем карбоне.

В верхнефранскую и фаменскую эпохи вся платформенная часть Северного края и Канин полуостров были сушей. Эта суша сначала представляла прибрежную равнину и была областью накопления континентальных пестроцветных песчаников и глин. В фаменскую эпоху, возможно, поднятия достигли таких размеров, что накопление сменилось размыванием и был выработан такой же холмисто-овражный рельеф, который был установлен для Тихвинского бокситоносного района. В этом случае из разрезов может выпасть часть или даже весь фаменский ярус.

На п-ове Канин морские отложения отсутствуют.

На Северном Тимане трансгрессия начинается в начале нижнефаменской эпохи. В течение всего франского яруса сохраняется континентальный режим.

На Среднем Тимане, на Печорской Пижме, развиты уже две трансгрессии (на Северный Тиман не проникавшие): нижнефранская и среднефранская. Отложения последней трансгрессии отличаются отсутствием доманика, замещающегося известняками с *Cyrtospirifer disjunctus*.

На Южном Тимане существуют пять трансгрессий. Первая трансгрессия начинается чибьюской свитой — отложениями лагун и прибрежной равнины эйфельского возраста. Во время максимального опускания отлагаются пашийские слои (содержащие в Ухтинском и Верхне-Ижемском районах галечники) и кыновские глины и песчаники с *Uchtospirifer* (*Cyrtospirifer murchisonianus*). За этой трансгрессией следует вторая трансгрессия, вызвавшая появление псковско-чудовской фауны с *Ladogia* и *Hypothyridina calva*. Вероятно, ей предшествовала кратковременная, неясно выраженная регрессия.

Третья трансгрессия — среднефранская — вызывает появление доманиковой и ветласянской фаун. Предшествовавшая ей регрессия тоже выражена неясно.

Четвертая трансгрессия — верхнефранская — начинается бурными песчаниками и глинами сирачойской свиты и заканчивается на Ухте известняками с *Theodossia* (группа *Sp. anossofi*), а на Седь-ю одновременными последним доломитизированными известняками с *Hypothyridina cuboides*.

Пятая трансгрессия — нижнефаменская — вызывает появление фауны с *Cyrtospirifer archiaci*.

Далее следует, в конце нижнефаменской эпохи, поднятие и связанная с ним регрессия. Местами надолго устанавливается континенталь-

ный режим, существовавший вплоть до средневизейской, а иногда до среднекаменноугольной трансгрессии. В Юго-Восточном Притиманье первая трансгрессия происходит уже в нижнем девоне. Вторая трансгрессия — эйфельская. Живетская трансгрессия развита местами. Далее следует ряд верхнедевонских трансгрессий.

На западном склоне Среднего и Южного Урала в разрезах верхнего девона развиты перерывы, сопровождающиеся образованием базальных песчано-глинистых толщ. На Среднем Урале с пашийской базальной толщей в основании нижнефранского подъяруса связаны промышленные месторождения оолитовых железных руд и флинтклевов (огнеупорных глин) и небольшие залежи бокситов. На Южном Урале в базальной — орловской толще в основании верхнефранских известняков найдены месторождения бокситов.

На Северном и Полярном Урале такие толщи еще не найдены, но развитие их вполне вероятно.

На юге платформенной части в основании девона сохраняется большой перерыв, и нижнедевонские и эйфельские отложения отсутствуют. Перерыв в кровле девона при движении на юг уменьшается и, возможно, полностью исчезает. Девон постепенно переходит в карбон. Угловые несогласия везде отсутствуют.

На Тимане наблюдаются угловые несогласия как в основании, так и в кровле девона, что и служит основным отличием Тимана от платформы.

На Среднем и Южном Тимане силурийские отложения отсутствуют и континентальный живетский ярус с резким угловым несогласием лежит на метаморфической толще. Это несогласие связано с проявлением каледонской складчатости. Несогласия, сопровождающие на Тимане верхнюю границу девона, связаны уже с первыми проявлениями варисийской складчатости.

На Урале и Пай-Хое местами все три отдела девона представлены непрерывным разрезом, сложенным морскими отложениями, но часто встречаются континентальные толщи и перерывы. Те и другие связаны с поднятиями и опусканиями и обычно сопровождаются угловыми несогласиями.

По данным С. Н. Волкова, наиболее значительные перерывы и несогласия в девоне северных районов Урала и на Пай-Хое наблюдаются между средним девоном и более древними отложениями. Однако эти несогласия в разных районах приурочиваются к различным стратиграфическим горизонтам. На восточном склоне Северного Урала это несогласие наблюдается в низах эйфельского яруса (субровский горизонт). В Северо-Сосвинском районе и частью в Ляпинском крае базальные слои среднего девона также принадлежат низам эйфельского яруса, где они сложены часто полимиктовыми конгломератами. Такого же типа базальные полимиктовые конгломераты с гальками интрузивных пород известны в низах живетского яруса Войкар-Собского района и в основании стрингоцефаловых слоев бассейна р. Щучьей.

Все эти перерывы, наблюдаемые в девоне северных районов восточного склона Урала, а также на Пай-Хое, Вайгаче и Новой Земле, как правило, сопровождаются угловыми несогласиями. Кроме того, здесь часто наблюдается местное выпадение как нижнего девона, так и верхних горизонтов силура. Характерно местное появление в базальных конгломератах среднего девона галек интрузии платиноносной габбро-перидотитовой формации. Для этих интрузий сейчас достаточно определенно устанавливается верхнесилурийский возраст (Волков, 1948; Сергиевский, 1948; Комаров, 1956). Все эти данные позволяют уверенно говорить о проявлении в северных районах восточного склона Урала.

на Пай-Хое, Вайгаче и Новой Земле, так же как и на Тимане, последних фаз каледонской складчатости. Однако время проявления этих фаз складчатости здесь охватывает значительный промежуток времени, отвечающий почти всему среднему отделу девонской системы.

Исключение в этом отношении представляет елецкая зона западного склона Полярного Урала, где, по данным К. Г. Войновского-Кригер (1956 в), как нижний, так и средний девон целиком сложен карбонатными породами. Для этой части Урала указания на перерывы и несогласия в девоне отсутствуют. Очень возможно, что в пределах елецкой зоны проявление последних фаз каледонской складчатости не имело места. В лемвинской зоне Полярного Урала каледонская складчатость скорее всего проявлялась, но достоверные указания отсутствуют ввиду крайне слабой изученности стратиграфии девона лемвинского комплекса. Здесь палеонтологически обоснованно не могут быть выделены даже отделы девонской системы (Войновский-Кригер, 1945, 1956 в).

Проявление девонского вулканизма в пределах Вологодской и Архангельской областей и Коми АССР рассматривается в специальной главе настоящего тома.

Климат. Уже давно было выдвинуто положение о том, что в девонском периоде вся Европейская часть СССР находилась в условиях сухого жаркого тропического климата. Это положение можно признать правильным. Оно доказывается следующими фактами.

Вдоль всего Урала, уходя в Пай-Хой, тянется цепь более или менее мощных известняковых массивов рифового типа, сложенных так называемыми «герцинскими» известняками (Крылова, 1940а), по возрасту относящимися к лудловскому ярусу силура, всему нижнему девону и эйфельскому ярусу. Такая цепь рифовых массивов может располагаться только вдоль берега пустынного безводного тропического континента. В девонских отложениях в ряде областей встречены горизонты рассолов и пласты гипса, которые указывают на существование горько-соленых самосадочных лагун и озер, характерных для жаркого сухого климата.

Для девонской наземной фауны чрезвычайно характерно необыкновенное распространение многочисленных и разнообразных ползающих и двоякодышащих рыб. Рыбы этих групп приспособлены к жизни в условиях жаркого тропического климата, а двоякодышащие рыбы — к жизни в периодических (то появляющихся, то высыхающих) водоемах.

Флора. Значительная часть Северного края в девонском периоде представляла сушу. Естественно возникает вопрос, что это была за суша, какими физико-географическими особенностями она обладала? Для понимания этих особенностей очень важно развитие и распространение растительного мира.

Девонская псилофитовая флора росла только в водных бассейнах в прибрежной зоне. Только в верхнем девоне появляются первые папоротники и плауновые, росшие вне водных бассейнов, но в непосредственной близости к береговой линии, в сырых заболоченных местах. Подавляющая часть поверхности континентов была лишена высшей растительности; полностью отсутствовали какие-либо наземные животные. Отсутствие наземной растительности и наземных животных делало поверхность девонских континентов пустыней.

Для современных пустынь характерно ничтожное количество осадков, не свыше 120—150 мм в год, и отсутствие постоянной речной системы (кроме одиночных больших рек, пересекающих пустыни).

Для девонских наземных отложений Северного края характерно отсутствие речных отложений, при широком развитии отложений временных потоков, особенно плащевого типа.

Отсутствие наземной флоры обуславливалось ничтожным количеством осадков. Возможно, что первый расцвет наземной флоры в верхнем девоне связан с первым увеличением количества дождей. Необычайный расцвет ее в нижнем карбоне всеми связывается с существованием дождливого периода.

В таких условиях протекало развитие поверхности континента на территории Северного края и происходило накопление наземных средне- и верхнедевонских отложений платформенной части Северного края и Тимана.

ПРОБЛЕМЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ

По изучению платформенной части намечаются следующие задачи.

1. Составление региональной карты рельефа основания девонских отложений в масштабе 1 : 500 000, используя геофизические методы и данные глубокого бурения. Эта работа выяснит положение впадин и долин в рельефе основания девона, в которых происходила концентрация соляных рассолов и озерных отложений.

2. Изучение озерных отложений, особенно обогащенных органическим веществом, — углей, горючих сланцев. Озерные впадины в условиях девонской пустыни благодаря отсутствию постоянных рек были бассейнами концентрации соединений самых различных металлов. При отборе образцов озерных отложений на анализ в первую очередь надо обращать внимание на глинистые и мергелистые породы с раковистым изломом, оолитовым или бобовым строением и с повышенным содержанием органических веществ. В виде химического осадка могут осаждаться, кроме соединений металлов, различные соли, в том числе каменная соль, гипс, ангидрит.

3. Глубокое бурение, особенно в южных районах края, где были развиты морские трансгрессии. В прибрежных областях девонских морей располагались лагуны самых различных размеров. Эти лагуны были крайне благоприятны для концентрации органического вещества — материнской породы для нефти. Кроме того, в них могли концентрироваться различные химические осадки от оксидов до гипсов. По существу лагуны, располагающиеся вдоль пустынного берега, лишенного постоянных рек, являются такими же бассейнами концентрации, как и озера, и могут быть связаны с таким же комплексом полезных ископаемых. Необходимо обратить особое внимание на состав минерализованных подземных вод.

4. Широкое применение спорово-пыльцевого анализа для сопоставления и расчленения континентальных отложений, лишенных макропалеонтологических остатков. Особенно важен он при изучении керна буровых скважин.

По изучению Тимана намечаются следующие задачи.

1. Оконтуривание морских девонских отложений на западе и северо-западе, которое установит положение прибрежной области девонских морей. В этой области располагались лагуны и береговые озера, бывшие типичными бассейнами концентрации органического вещества, различных солей и соединений различных металлов, выпадавших в виде химических осадков. К ним применимо все, что было сказано в разделе о платформенной части.

2. Поиски и разведка месторождений нефти и газа, которые могут быть встречены в любом районе к югу и востоку от оконтуриваемой береговой линии моря. Не исключена возможность миграции их в континентальные пески и в другую сторону от береговой линии. Размеры такой миграции не установлены. Особенно перспективно, на что неодно-

кратно указывал Г. А. Чернов (1944в), побережье Большеземельской тундры в районе Синькина Носа и островов Большой Зеленец и Долгого. Не менее перспективно Юго-Восточное Притиманье и районы между ним и побережьем (восточная зона).

3. Заслуживает специального более детального изучения девонский уголь Северного Тимана, представляющий исключительное, крайне редкое явление не столько как топливо, сколько как порода, могущая быть концентратом соединений самых разнообразных металлов, в том числе и весьма редких. Зола угля должны быть тщательно анализирована. Аналогичной породой — концентратом, кроме угля, может быть любая глинистая, углистая или битуминозная порода. Органическое вещество играет роль осадителя, фиксатора соединений металлов, но не исключена возможность, что эти соединения связаны с ним непосредственно. Важно отметить, что бассейнами концентрации могут быть не только озера, болота и лагуны, а также и иловые впадины (галистазы) на морском дне, расположенные на большом расстоянии от берега. Соответственно руды редких металлов в виде черных неправильных включений могут быть встречены в отложениях открытого моря (например, в известняках). Девонские известняки должны быть проверены на такие включения, т. е. должны быть проверены все известняки, которые местами бывают углистыми или битуминозными или просто черными.

4. Возможно нахождение каменной соли в виде линз в прибрежных отложениях или в виде рассолов в прослоях пористого песка. Существенные указания дают выходы соляных или сероводородных источников. Необходимо обратить особое внимание на поиски и выявление месторождений бокситов, которые могут быть встречены в континентальных и морских отложениях. В континентальных отложениях бокситы будут приурочены к озерным фациям платформенных областей, имея вид красных или зеленовато-серых глинистых пород, с бобовой структурой и реже без нее. В морских отложениях для них наиболее благоприятны перерывы, вызывающие налегание на плотные, чаще светлые массивные и реже темные слоистые известняки базальной толщи резко отличного литологического состава. В состав этой базальной толщи могут входить бокситы самого различного цвета, но почти всегда более или менее ясного бобового строения. Нередко они имеют вид бедной железной руды. Необходимы многочисленные анализы на алюминий. Возможно нахождение флинткля — огнеупорных глин.

Поиски бокситов перспективны особенно там, где на светлые массивные или неяснослоистые известняки налегают темные слоистые битуминозные известняки. Бокситы приурочены в таких случаях к самому контакту или залегают немного выше его.

На Урале девон вообще менее перспективен в отношении бокситов благодаря быстрому накоплению большой мощности толщ осадочных, нередко терригенных отложений, малоблагоприятных для возникновения бассейнов концентрации. Здесь наиболее перспективны поиски на нефть и горючие газы, особенно при наличии благоприятных структур и хороших коллекторов. Возможная нефтеносность Пай-Хоя освещена в работе А. К. Крыловой (1940а).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения каменноугольной системы на территории Европейского Севера выходят на дневную поверхность на нескольких изолированных одна от другой площадях, разобщенных между собой обширными полями развития пермских образований.

Наибольшая из них, расположенная на западе, протягивается широкой полосой от южного берега Онежского озера до горла Белого моря. К востоку и юго-востоку отсюда в пределах Северодвинской впадины отложения карбона погружаются (наибольшая глубина погружения их кровли 900—950 м) и вновь появляются на поверхности в обрамлении структур и в виде нешироких полей на западном и восточном склонах Тимана. В Печорской депрессии и Предуральском прогибе между Тиманом и Уралом вновь идет их глубокое погружение и они выступают здесь лишь в ядрах или на крыльях крупных структур Кожва-Каменской складки, гряды Чернышева, поднятия Чернова и др., а также на обоих склонах Пай-Хоя.

Карбон в описываемых районах севера представлен всеми тремя отделами; наиболее широкого развития достигает средний отдел.

Принятая в томе принципиальная стратиграфическая схема каменноугольной системы несколько отличается от утвержденной унифицированной схемы ВНИГРИ 1951 г. В последней для Русской платформы был принят в качестве стратотипа для среднего и верхнего карбона по существу стратиграфически неполный разрез Подмосковья, который не может быть полностью применен в качестве эталона для северных районов платформы и в особенности для Тимана.

Детальные работы В. П. Бархатовой на Северном Тимане, где ею был изучен непрерывный разрез карбона и перми с богатым комплексом морской фауны, позволили установить для этого времени определенные этапы смены и нового развития некоторых групп организмов, отвечающих различным по продолжительности отрезкам времени. Этот материал, в значительной мере расширяющий общие представления по вопросу о границах карбона и перми, среднего и верхнего его отделов, а также объемов выделяющихся более мелких стратиграфических подразделений, показал, что наиболее близким стратотипом для среднего карбона северных районов является разрез Донбасса (Ротай, 1951), а для верхнего карбона разрез Оренбургского Приуралья (Руженцев, 1945).

В соответствии с этим до пересмотра унифицированной схемы 1951 г. в настоящей главе приняты некоторые принципиальные к ней поправки, в достаточной степени обоснованные палеонтологически. Так, выделенный в среднем карбоне башкирский ярус включает и верейский горизонт унифицированной схемы, что обосновано сменой архаичных примитивных хориститов на фауну тонкорестристых (московских) хориститов. Отложения московского яруса разделяются на три горизонта: волонгский, ильский и сульский, примерно соответствующие каширскому, подольскому и мячковскому горизонтам Подмосковья.

Установленное В. П. Бархатовой на Тимане в подошве верхней половины швагеринового горизонта появление в составе фауны новых прогрессивных форм (брахиопод, фораминифер и др.) явилось основанием считать этот важный естественный рубеж границей между каменноугольной и пермской системами. Таким образом, если нижнее подразделение верхнего карбона Тиманского разреза полностью соответствует жигулевскому ярусу схемы В. Е. Руженцева, то объем оренбургского яруса увеличен за счет включения в него низов швагеринового горизонта, выделяемых В. П. Бархатовой как индигский горизонт. Для верхнего отдела каменноугольной системы принято деление на гжелский ярус с горизонтами буркемским и одеским и оренбургский ярус с горизонтами айюванским и индигским. Верхняя половина швагеринового горизонта, относящаяся к нижней перми, выделяется как ненецкий горизонт.

Разрез карбона на Севере Европейской части Союза ССР почти повсюду выражен морскими фациями. В раннекаменноугольную эпоху, возможно, имело место развитие на северо-западе Архангельской области прибрежно-континентальных красноцветных фаций.

В зависимости от структурных условий и различной стратиграфической полноты известных типов разрезов мощности карбона значительно изменяются от 200 (в западной платформенной части) до 1400 м (в предгорной впадине Урала).

Отложения нижнего отдела системы, широко развитые на рассматриваемой территории, почти повсюду имеют неполный разрез, а в некоторых районах (например, Котласском, Яренском и Кажимском) даже полностью отсутствуют.

Наиболее ограниченную площадь распространения имеют отложения турнейского яруса. Они развиты в Приуралье, в бассейне рек Подчерема и Шугора, по р. Кожиму, на Пай-Хое и на восточном склоне Южного Тимана. В последнем районе вскрыт наиболее мощный, полный и своеобразный его разрез. Турнейские отложения полностью отсутствуют на Севере Русской платформы и на западном склоне Тимана. На большей части рассматриваемой территории отсутствует также нижняя часть визейского яруса и верхняя часть намюрского.

Наиболее полный разрез среднего карбона известен на Южном Тимане и в Притиманье, где он представлен непрерывным комплексом отложений от башкирского яруса до московского включительно. В бассейнах рек Усы и Печоры средний карбон или отсутствует или представлен не полностью. В толще известняков, собранных здесь в мелкие складки, средний карбон не всегда отчетливо отделяется от отложений верхнего карбона.

На самом западе территории отсутствуют отложения, соответствующие времени от раннего намюра до второй половины московского века.

Верхний карбон отличается полным и непрерывным развитием на площади между Балтийским щитом и Тиманом, а также на юге Тимана и на западном склоне его северной оконечности. В Печорском угленосном бассейне, на Печорском Урале и Пай-Хое верхний карбон имеет распространение, однако и там, где выделяются отложения этого возраста, принадлежность их к верхнему отделу не всегда палеонтологически обоснована.

СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ МЕЖДУ БАЛТИЙСКИМ ЩИТОМ И ТИМАНОМ

ВВЕДЕНИЕ

На большой части площади между Балтийским щитом и Тиманом отложения карбона скрыты под толщей более молодых образований. Они выходят на дневную поверхность только в полосе, протянувшейся вдоль западной ее границы, от южного берега Онежского озера к Онежскому полуострову, огибающей с востока Белое море и обрывающейся у его горла. Хорошая обнаженность карбона на отдельных участках этой полосы (бассейны рек Вытегры, Онеги, Пинеги и др.) допускает изучение всего разреза карбона с несущественными пробелами.

Иначе обстоит вопрос с познанием карбона в области его погружения. Бурением, начатым около 25 лет тому назад, полные разрезы карбона, сильно отличающиеся друг от друга, вскрыты лишь небольшим числом скважин, которые разделены сотнями километров не освещенными.

ценных площадей. Фауна, использованная для стратиграфического расчленения этих разрезов, никем до сих пор монографически не описывалась. В этих условиях всякая корреляция становится мало убедительной, а установление общих закономерностей развития отложений карбона на рассматриваемой площади — сомнительным.

В основу настоящей главы положены личные наблюдения автора при осмотре главнейших естественных обнажений и изучении наиболее интересных скважин.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В истории изучения карбона описываемой площади можно наметить три этапа. Первый — до Великой Октябрьской социалистической революции — когда были установлены отдельные выходы карбона и сделаны первые попытки разработки стратиграфии (Н. Лепехин, 1771; Н. Озерецковский, 1792; А. Шренк, 1837; И. Комаров, 1842; Р. И. Мурчисон, 1843; Гревингк, 1848; Г. П. Гельмерсен, 1860; Барбот де Марни, 1868; А. А. Иностранцев 1870—1885 г.; Ф. Н. Чернышев, 1890; В. П. Амалицкий, 1895; Н. Н. Соболев, 1899; С. Конради, 1914).

В результате этих исследований становится известно, что на западе рассматриваемой области располагается полоса развития отложений карбона, залегающих на терригенной толще предположительно девонского возраста, которые скрываются к востоку под отложениями перми. Представлений о сводном разрезе, развитом в пределах этой полосы, тогда еще не существовало.

Второй этап исследований охватывает время от Великой Октябрьской социалистической революции до середины сороковых годов. В этот период проводились некоторые стратиграфические исследования и была начата планомерная геологическая съемка.

В числе первых следует отметить работы Ф. А. Аносова, В. А. Зильберминца, М. М. и Н. И. Толстихиных, М. Е. Едемского и З. А. Богдановой. Работами первых двух исследователей (1921, 1923, 1928) устанавливается возможность разграничения по ряду признаков терригенных толщ карбона и девона, развитых в бассейне Онежского озера. В статьях Н. И. Толстихина (1923) и М. М. Толстихиной (1928) дается схематическое описание разреза карбона бассейна р. Онеги. М. Б. Едемским (1928) устанавливается присутствие карбона на участке между реками Северной Двиной и Койдой. Наконец, в работе З. А. Богдановой (1931) дается описание литологических особенностей карбонатной части разреза нижнего карбона рек Андомы и Вытегры.

Несравненно значительнее результаты геологической съемки. Распространение среднего и верхнего отделов карбона в бассейне оз. Белого было установлено В. Н. Рябининым (1938). Стратиграфия карбона, развитого на обширной площади бассейнов рек Вытегры, Андомы, Онеги, Чурьеги, Моши и др., дается в ряде рукописей и статей В. П. Бархатовой (1931, 1932, 1934, 1941).

Впервые этим исследователем была точно определена мощность развитых здесь отложений карбона, которые ею же по литолого-палеонтологическому принципу были разбиты детально на свиты с местными названиями, хорошо увязывающиеся с синхроничными отложениями сопредельных районов.

Геологической съемкой, проведенной Э. А. Кальберг (1940), установлено распространение нижнего и среднего карбона на Онежском полуострове. Данные по карбону, развитому между реками Пинегой и Кулоем, получены Зеккелем (1939).

Стратиграфия карбона бассейна рек Северной Двины и Пинеги дана Я. Т. Богачевым (1934, 1936).

Кроме перечисленных работ, более кратко стратиграфия карбона рассматриваемой территории описана в объяснительных записках к листам миллионных карт.

С конца сороковых годов начинается последний, современный этап изучения стратиграфии карбона. Он характеризуется уточнением старых данных региональных съемок и получением совершенно новых материалов глубокого бурения, позволяющих судить о разрезе карбона для территории в целом.

Первыми скважинами, вскрывшими карбон, явились Пуксинская, Няндомская и Белозерская (Бархатова, 1939, 1940, 1941, 1953; Кальберг и др., 1940). Карбон, пройденный скважиной в с. Семеновском, описан З. И. Сухоруковой (1940). Наиболее полный разрез карбона вскрыт Кельтминской скважиной (Ростовцев, 1947, 1948; Раузер-Черноусова, 1948, 1951). Карбон из Малоручейской и Горшковской скважин описан В. В. Маркиным (1950 г.).

Заключение о стратиграфии карбона, вскрытого глубокими скважинами в бассейне среднего течения р. Сухоны (Бобровская и Занаволочская) и в бассейне верхнего течения р. Северной Двины (Каменноприлуцкая и Шошельская), было дано В. П. Бархатовой (1951 г.).

В последнее время карбон вскрыт опорными и разведочными скважинами, пробуренными в городах Котласе, Яренске, Коноше и у пос. Аныб.

Интерпретация карбона разрезов скважин, пробуренных между Балтийским щитом и Тиманом, и разрезов карбона, составленных по естественным выходам, дана в сводной работе В. П. Бархатовой (1953 г., 1957 г.). В этой работе устанавливается, что характер разреза карбона, его мощность и стратиграфическая полнота тесно связаны с важнейшими палеоструктурными элементами Севера Русской платформы. Из структур первого порядка отмечены Притиманская и Онегорецкая впадины и разделяющий их Пинежский свод. Из структур второго порядка наиболее крупной, по ее мнению, является Вычегодская депрессия.

На Севере Русской платформы между Балтийским щитом и Тиманом карбон имеет повсеместное распространение. Он залегает трансгрессивно на отложениях девонского и додевонского возраста. Разрез карбона представлен всеми тремя отделами, выраженными преимущественно морскими фациями платформенного типа общей мощностью до 550 м. Его особенностями для территории в целом являются:

- 1) повсеместное отсутствие отложений турнейского яруса и нижних горизонтов визейского яруса;
- 2) развитие на большей части площади в составе среднего отдела только верхних горизонтов московского яруса;
- 3) непрерывно прослеживающийся полный комплекс образований верхнего отдела.

Характер разреза карбона по стратиграфической полноте, мощности слагающих отложений и особенностям того субстрата, на котором они развиваются, не остается, однако, постоянным в пределах рассматриваемой территории, в связи с чем выделяются четыре основных типа, каждый из которых свойствен определенной ее части. В будущем по мере пополнения данных количество типовых разрезов карбона, наверное, будет увеличено, а контуры площадей их распространения, которые в настоящее время могут быть намечены только приблизительно, безусловно будут уточнены.

Наиболее полный разрез карбона установлен Кельтминской и Аныбскими скважинами в юго-восточной погруженной части площади. В дальнейшем они именуется соответственно Притиманской площадью и Притиманским разрезом. В пределах Притиманской площади основанием для отложений карбона служат карбонатные породы верхнего девона. Разрез карбона здесь отличается преобладанием морских отложений, преимущественно различных известняков, общая мощность которых составляет свыше 550 м. Особенностью карбонатных пород этого разреза являются сильная доломитизация и значительная огипсованность и, как следствие, относительная бедность фауны, в составе которой преобладают фораминиферы. Наиболее низкими горизонтами притиманского типа разреза являются образования окского надгоризонта. Весь остальной разрез до границы с пермью, исключая, возможно, лишь самые верхи нижнего карбона и самые низы среднего карбона, представляет собой непрерывную серию осадков.

Менее полон разрез отложений карбона, развитых в западной части рассматриваемой территории, охватывающей бассейны рек, впадающих в Онежское озеро и оз. Лача, бассейн верхнего течения р. Онеги и Онего-Двинский водораздел. Эти разрез и площадь в настоящем очерке будут условно именоваться соответственно Онегорецкой разрез и Онегорецкая площадь. В пределах последней постелью каменноугольных отложений являются терригенные красноцветы верхнего девона.

В разрезе карбона, представленном комплексом как терригенных, так и карбонатных пород общей мощностью до 250 м, имеются отложения всех трех отделов. В основании разреза карбона залегают пески и глины, присутствия органических остатков в которых пока не установлено. Их возраст условно определяется как окский. Между отложениями нижнего и среднего отделов определяется большой перерыв в осадконакоплении, поскольку разрез последнего начинается породами, относящимися к средней части московского яруса. Базальными образованиями полного и непрерывного разреза верхнего отдела карбона является комплекс брекчиевидно-конгломератовидных карбонатных пород, свидетельствующих о небольших, отражающихся на широких площадях, изменениях уровня бассейна на рубеже средне- и верхнекаменноугольных эпох. Карбонатные породы всего разреза относительно богаты фауной, в составе которой преобладают брахиоподы.

Еще более сокращен разрез карбона площади, ограниченной долинами р. Северной Двины и рек Мезени с Вашкой. Мощность отложений карбона Пинежского разреза не превышает 150—140 м. В составе его отсутствуют отложения нижнего карбона.

Более сокращенной по сравнению с Онегорецкой является и часть разреза среднего карбона; только верхний карбон сохраняет свое постоянство. Исключая базальные слои, весь разрез карбона здесь представлен известняками, частью доломитизированными, местами богатыми фауной брахиопод и фораминифер.

Субстратом для отложений карбона Пинежской площади служат додевонские терригенные породы¹, только участками, возможно, прикрытые очень тонким чехлом красноцветов.

Наконец, последний тип разреза, называемый в настоящем очерке Вычегодским, развит в пределах очень небольшой площади, занятой долиной р. Вычегды на участке ее течения между гг. Яренском и Котласом. По полноте своего развития вычегодский карбон близок кар-

¹ Э. А. Кальберг, Н. С. Иголкина и др. полагают, что часть этих терригенных пород имеет нижнекаменноугольный возраст, однако это не доказано.

бону Пинежской площади, так как в нем отсутствуют образования нижнего отдела. Вместе с тем мощность развитых здесь отложений среднего и верхнего отделов карбона равна или превышает мощность образований соответствующих подразделений в разрезе притиманского типа. Постелью карбону на Вычегодской площади служат додевонские терригенные породы. Общая мощность развитых здесь отложений карбона колеблется от 200 до 350 м за счет изменчивости разреза среднего карбона, который на участке Яренска выражен почти полным комплексом отложений московского яруса.

Переходя к последовательному изложению материала о карбоне рассматриваемой территории, кратко остановимся на положенной в основу (табл. 9, 10), стратиграфической схеме.

Эта схема выработана В. П. Бархатовой в результате обобщения обширного материала, который собран при многолетних исследованиях на Севере Русской платформы в бассейнах рек Вытегры, Онеги, Двины, Пинеги и на территории Тимана. Особенность ее заключается

Таблица 9

Сопоставление схемы стратиграфии карбона Тимана с подразделениями карбона Актюбинского Приуралья и Донбасса

		Тиман		Актюбинское Приуралье	Донбасс	
Система	Отдел	Ярус	Горизонт, подъярус, надгоризонт	Ярус, свита	Свита	
Каменноугольная	Верхний	Оренбургский	Индигский	Сюренская	Медистые песчаники	
			Айювинский	Оренбургский	M ₉ , M ₁₀ , N, O, P	
		Гжельский	Одеский	Жигулевский		
			Буркемский			
	Средний	Московский	Сульский		M _{L-8}	
			Ильский		L	
			Волонгский		K	
		Башкирский	Верхний		J, H G, F	
			Нижний			E
						D
	Нижний	Намюрский	Протвинский		B, C	
		Визейский	Серпуховский			
			Окский			
			Яснополянский			
		Турнейский	Чернышинский		A	
Лихвинский						
Джеболский						

Сопоставление схемы стратиграфии карбона Севера Русской платформы с подразделениями карбона Подмосковья и Донбасса

Система	Отдел	Ярус	Север Русской платформы	Подмосковье	Донбасс
			Горизонт, подъярус, надгоризонт	Зона, горизонт, надгоризонт	Свиты
Каменноугольная	Верхний	Оренбургский	Боросвидский	Швагериновый (нижняя половина)	Медистые песчаники
			Надпорожский		Р
		Гжельский	Акуловский	Псевдофузулиновый и зоны <i>Triticites jigulensis</i> , <i>Tr. stuckenbergi</i> , <i>Tr. arcticus</i> , <i>Tr. montiparus</i>	О
			Чурьегский		Протритицитовый
	Средний	Московский	Верхний	Мячковский	M ₁₋₈
			Средний	Подольский	L
			Нижний	Каширский	K
		Башкирский	Верхний	Верейский	I, H
			Нижний	Башкирский	G, F, E
		Нижний	Визейский и намюрский	Протвинский	Протвинский
	Серпуховский			Серпуховский	B, C
	Окский			Окский	Верх А

в следующем: деление карбона на отделы производится по унифицированной схеме 1951 г. Отложения визейского и намюрского ярусов описываются совместно ввиду невозможности их четкого разграничения в большинстве разрезов. В составе среднего отдела выделяются два яруса: башкирский¹ и московский, в объемах, предложенных А. П. Ротам, т. е. с проведением границы между ярусами в подошве свиты К Донбасса, по появлению первых хемифузулин, фузулинелл и массовых профузулинелл, совместно с тонкоробристыми хориститами московского типа.

В составе башкирского яруса выделяются два подъяруса, граница между которыми проходит на уровне, соответствующем подошве свиты I Донбасса. В составе московского яруса выделяются три горизонта², приближающиеся по своим стратиграфическим объемам к свитам K, L и M Донбасса. В составе верхнего отдела признается существование двух ярусов: гжельского и оренбургского³. Отделение их друг от друга базируется на появлении в разрезе высокоорганизованных тритицитов и первых псевдофузулин. Наконец, граница между карбоном и пермью проводится внутри швагеринового горизонта в понимании

¹ По В. П. Бархатовой, каяльский. (Прим. ред.)

² В. П. Бархатова называет их подъярусами.

³ По В. П. Бархатовой, жигулевский и тиманский.

его объема Д. М. Раузер-Черноусовой. На Тимане, где этот уровень был впервые намечен, а впоследствии и обоснован автором настоящей главы, он отмечает начало морской трансгрессии и резкое обновление состава в ряде групп фауны. На большей части рассматриваемой территории этот уровень совпадает с кровлей толщи, содержащей *Pseudofusulina* ex gr. *krotowi* Schellw., ее многочисленные разновидности и первых швагерин. Никакого обновления фауны в отложениях, залегающих выше его, как правило, не наблюдается. Наоборот, в них имеются все признаки, свойственные бассейнам, потерявшим связь с открытым морем. Обновление фауны у принятой границы карбона и перми в рамках описываемой территории наблюдается только на Притиманской площади, в охарактеризованном выше притиманском типе разреза. Проследивая этот уровень в разрезах других типов, следует отметить только постоянное присутствие мощных скоплений стяжений кремня.

Нижний отдел

Отложения нижнего карбона не имеют сплошного распространения в рассматриваемой области. Они развиты на Онегорецкой и Притиманской площадях и отсутствуют в разрезах пинежского и вычегодского типов. На площадях своего развития нижний карбон является далеко не полным. В составе его нет отложений турнейского яруса, нижней части визейского и верхов намюрского ярусов. Остальная часть разреза (верхнее визе и низы намюра) представлена комплексом преимущественно морских отложений мощностью от 40 до 163 м (рис. 51).

Таким образом, контакт нижнего карбона как с подстилающими, так и с покрывающими породами носит трансгрессивный характер.

В низах разреза нижнего карбона существенную роль играют терригенные образования, удельный вес которых вверх по разрезу уменьшается за счет замещения карбонатными породами. Терригенные породы представлены кварцевыми песками, песчаниками и тонкодисперсными глинами. Мергели, аргиллиты и алевролиты для разреза нижнего карбона не характерны. Окраска терригенных пород от светлых, почти белых тонов (кварцевые пески), до черных (глины, обогащенные растительными остатками). Иногда встречаются также пестрые породы различных оттенков красного, желтого и фиолетового цвета. Голубые и зеленые оттенки отложениям нижнего карбона не свойственны. Редкие палеонтологические находки связаны с глинистыми породами.

Карбонатные породы нижнего карбона представлены афанитовыми кристаллическими и обломочно-органогенными известняками, чистыми по своему составу или в разной степени доломитизированными, а также доломитами. Чистые известняки отличаются светлой, почти белой, иногда слабо-желтоватой окраской. Доломитизированные разности окрашены в желтоватые, бурые, буровато-красные и фиолетово-бурые, иногда очень темные тона. Последние свойственны доломитам. Карбонатные породы содержат остатки фауны, часто сильно измененные процессами доломитизации. Состав фауны отличается бедностью и однообразием. Встречаются фораминиферы, губки, кораллы, брахиоподы, раксобразные, пелециподы и гастроподы. Преобладающим развитием пользуются фораминиферы, кораллы, часто в виде рифов, и брахиоподы, иногда образующие банки.

Рассмотрим нижний карбон обоих типов, развитых соответственно на Притиманской и Онегорецкой площадях.

Притиманская площадь. Разрез нижнего карбона притиманского типа вскрыт Кельтминской и Аныбскими скважинами. Здесь он пред-

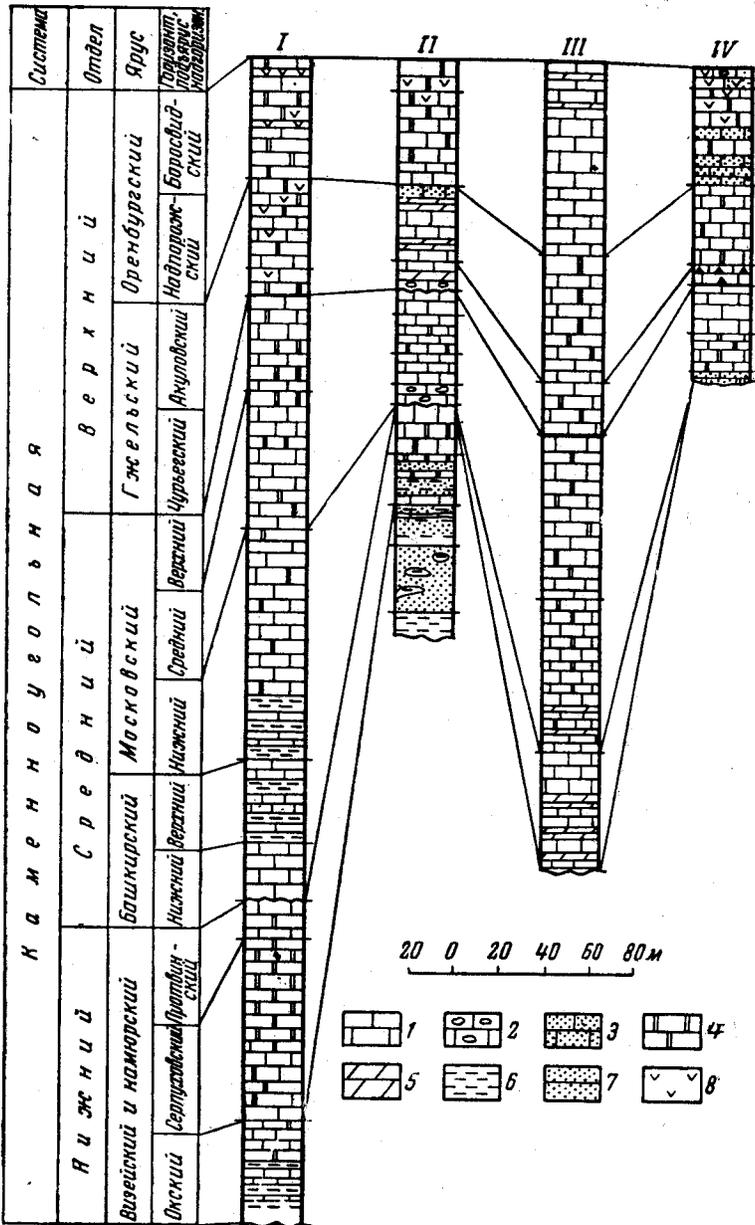


Рис. 51. Схема сопоставления основных типов разрезов карбона (по В. П. Бархаговой, 1960 г.)

1 — известняки; 2 — известняки брекчиевидно-конгломератовидные; 3 — известняки песчаные; 4 — доломиты; 5 — мергели; 6 — глины и аргиллиты; 7 — пески и песчаники; 8 — гипсы. Типы разрезов: I — Притиманский; II — Онегорский; III — Вычегодский; IV — Пинежский

ставлен существенно карбонатными породами, которым только в основании разреза подчинены песчано-глинистые образования. Мощность нижнего карбона достигает 160—165 м.

Наиболее изученным является разрез нижнего карбона Кельтминской скважины, где он имеет мощность 162,6 м и залегает на глубине 805,9—643,3 м. В составе разреза выделяются отложения визейского и намюрского ярусов.

Визейский ярус (интервал 806,9—659,5 м) представлен морскими карбонатными и песчано-глинистыми образованиями мощностью 146,4 м. Фаунистически ярус очень плохо охарактеризован преимущественно фауной фораминифер. В значительной мере условно в нем могут быть выделены следующие подразделения:

Алексинский горизонт. В нижней половине переслаивание пестрых и углистых глин с обломочно-органогенными известняками, в верхней — доломитизированные известняки и доломиты серо-лиловой, красноватой и зеленоватой окраски. Фауна, почти полностью сосредоточенная в обломочных известняках, имеет такой состав: <i>Earlandia vulgaris</i> Raus. et Reitl., <i>Archaeidiscus karreri</i> Brady, <i>A. krestovnikovi</i> Raus., <i>Paleotextularia longiseptata</i> Lip., <i>P. consobrina</i> Lip., <i>Plectogyra prisca</i> Raus. et Reitl., <i>Pl. similis</i> Raus. et Reitl., <i>Pl. absoleta</i> Raus., <i>Endothyronopsis crassa</i> var. <i>compressa</i> Raus. et Reitl., <i>E. convexa</i> Raus., <i>Eostaffella mosquensis</i> Viss., <i>Pseudoendothyra struvei</i> Moell.	29,5 м
Михайловский и веневский горизонты. Серо-коричневые мелко- и скрытокристаллические доломиты, участками с сохранившейся первичной обломочно-органогенной структурой. Фауна горизонтов очень бедная, такого состава: <i>Earlandia vulgaris</i> Raus. et Reitl., <i>E. vulgaris</i> var. <i>minor</i> Raus., <i>Eostaffella</i> cf. <i>parva</i> Moell., <i>Pseudoendothyra struvei</i> Moell., <i>Gigantoproductus</i> cf. <i>giganteus</i> Mart.	34,4 „
Тарусский и стешевский горизонты. Мелко- и скрытокристаллические доломиты светло-серые и буровато-серые в нижней части разреза и пестрые в верхах его (зеленоватые, красноватые и желтоватые пятна на светло-сером фоне). Фауна этих горизонтов также небогата и имеет состав: <i>Archaeidiscus moelleri</i> Raus., <i>Plectogyra prisca</i> Raus. et Reitl., <i>Pl. similis</i> Raus. et Reitl., <i>Eostaffella mosquensis</i> Viss., <i>E. parastruvei</i> Raus., <i>Striatifera striata</i> Fisch., <i>Spirifer</i> cf. <i>bisulcatus</i> Sow	82,5 „

Намюрский ярус выделен в интервале 659,5—643,3 м. В строении его участвуют обломочно-органогенные перекристаллизованные известняки светло-серого, почти белого, цвета, в самом верху приобретающие пеструю окраску, общей мощностью 16,2 м. Из фауны в них определены: *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., *Plectogyra brady* Mich., *Endothyronopsis* ex gr. *sphaerica* Raus. et Reitl., *Eostaffella minutissima* Raus.¹

Менее мощным, около 100 м, является нижний карбон, вскрытый Аныбскими скважинами, который, судя по данным Л. А. Веселовой, фаунистически доказан только в разрезе скв. 2, где он вскрыт в интервале 1220—1116 м. В основании разреза этой скважины имеется пачка углистых и сухарного типа глин, переслаивающихся с алевролитами (около 30 м). Л. А. Веселова считает эту часть разреза принадлежащей яснополянскому надгоризонту. Выше залегают доломитизированные известняки розоватые, зеленовато-серые и желтоватые с *Earlandia vulgaris* Raus., *Endothyra nopsis globulus* Eichw., *Pseudoendothyra struvei* Moell. и многочисленными хететесами. Разрез венчается органогенно-обломочными и глинистыми известняками (около 18 м) лиловой и зеленовато-серой окраски, содержащими *Plectogyra similis* var. *amplis* Schlyk., *Eostaffella prisca* Raus.

¹ Следует отметить, что изложенная интерпретация разреза нижнего карбона Кельтминской скважины дана с учетом как фораминиферовой, так и брахиоподовой фауны, а также на основании сравнения с разрезами нижнего карбона сопредельных областей. Она значительно отличается от интерпретации этой части разреза скважины, данной Д. М. Раузер-Чернусовой и Н. Н. Ростовцевым, которые выделяли в составе разреза тульский горизонт, подоснову серпуховского надгоризонта принимали почти на 50 м выше и относили к намюру нижнюю часть разреза башкирских отложений.

Л. А. Веселова пытается неметить в этом разрезе все горизонты унифицированной схемы, но для этого нет никаких данных. Ясно только одно, что отложения нижнего карбона в направлении на запад-северо-запад уменьшаются в мощности и полностью выклиниваются в пределах Пинежской площади (скв. Яренская). Приведенные данные по Кельтминской и Аныбской скважинам освещают площадь только Юго-Западного Притиманья. Существоют ли отложения нижнего карбона в пределах Северо-Западного Притиманья, т. е. развиты ли они на всей площади, прилежащей к западному склону Тимана, в настоящее время определить затруднительно. Наличие их можно, однако, предположить, поскольку образования этого возраста прослеживаются в пределах самого Тимана от крайних северных точек в бассейне р. Волонги до крайних южных, установленных на Джеджим-Парме.

Онегорецкая площадь. Отложения нижнего карбона Онегорецкой площади представлены комплексом морских, прибрежно-морских и лагунных образований общей мощностью от 40 до 100 м. На западной и северо-западной периферии площади они наблюдаются в естественных обнажениях по рекам и ручьям, принадлежащим бассейну Онежского озера (реки Вытегра, Тагажма, Андома, Илекса, Самина, Нозрека, ручей Патров и др.). Более редки обнажения по берегам рек и озер, относящихся к бассейну р. Онеги (реки Колода, Поржинка, Сомба, нижнее течение р. Онеги, оз. Кенозеро). На всей остальной части Онегорецкой площади отложения нижнего карбона скрыты под более молодыми образованиями и вскрываются только скважинами: Белозерской, Коношской и Занаволочской на юге, Каргопольской, Лекшмозерской, Воробьевской, Коневской, Марковской и другими в центральной части и на крайнем западе — Каменноприлуцкой.

В пределах Онегорецкой площади отложения нижнего карбона залегают на размытой поверхности девонских отложений. Граница карбона и девона проходит здесь в толще терригенных образований, нижняя часть которых относится к франскому, а верхняя к визейскому ярусам. Установление ее на большей части площади впадины возможно по целому ряду литологических признаков, хорошо улавливаемых при наблюдениях. Такими признаками для терригенной части нижнего карбона являются присутствие песков дельтового типа, почти целиком состоящих из зерен кварца (содержание SiO_2 до 99%), и наличие глин, обогащенных полутонкими окислами железа и алюминия (охры, мумия, аллиты, сиаллиты, бокситы) и глин каолиновых, типа «мыленок» и «сухарей». В минеральном составе пород типичным является содержание в тяжелой фракции дистена и ставролита, а в легкой — обилие кварца и каолинита при отсутствии биотита и незначительном количестве полевых шпатов.

В целом терригенной части разреза нижнего карбона свойственны выдержанность на больших площадях и слабая фациальная изменчивость.

Трудности установления границы нижнего карбона возникают на крайнем северо-западе площади (нижнее течение р. Онеги), прилежащей к Балтийскому щиту. Здесь, по-видимому, сказались сложность строения дна каменноугольного бассейна и близость области сноса, вызвавшие чрезвычайную пестроту фаций. В этом случае за подошву нижнего карбона принимается поверхность размыва, наиболее резко выраженная и прослеживаемая регионально, которая отделяет толщи разного минералогического состава.

В пределах всей Онегорецкой площади нижний карбон трансгрессивно перекрывается отложениями московского яруса. Граница между нижним и средним отделами в южных районах проходит в толще кар-

бонатных осадков и устанавливается палеонтологически. В ряде случаев она легко определяется и по литологическим признакам, поскольку на некоторых участках кровля нижнего карбона отмечена следами древнего карста (бассейн р. Вытегры). Кроме того, в основании московского яруса часто наблюдаются крупнообломочные карбонатные породы (конгломератовидные известняки), а иногда в северных районах пачки терригенных пород.

На значительной части площади Онегорецкой впадины сохраняется тип разреза нижнего карбона, установленный по естественным обнажениям в бассейне рек Андомы и Вытегры (В. П. Бархатова, 1934—1941 гг.). Здесь в составе его участвует комплекс отложений общей мощностью от 70 до 80 м, который может быть подразделен на три свиты (в восходящем порядке): патровскую, тагажемскую и девятинскую.

Патровская свита, по преимуществу терригенная, мощностью от 30 до 40 м, подразделяется на три пачки. Нижняя пачка, от 3 до 10 м мощностью, представляет собой комплекс пластичных глин, линзообразно сменяющих друг друга по простиранию. К этой пачке приурочены темно-серые, почти черные, огнеупорные глины, темно-красные мумии (красочные) и пестрые фиолетово-серые и фиолетово-желтые глины неустановленного химического состава, но всегда обогащенные каолинитом. В этой пачке найдены остатки *Stigmara ficosides* Fisch.

Средняя пачка сложена песками, почти нацело состоящими из хорошо окатанных и отсортированных зерен кварца, крупность которых уменьшается от подошвы к кровле. Пески, рыхлые или слабосцементированные, обладают ярко выраженной косою слоистостью дельтового типа. Им подчинены тонкие прослои ожелезненных песчаников и небольшие линзы пластичных глин. Окраска песков преимущественно слабожелтоватая и бледно-розовая, реже в связи с ожелезнением различных оттенков красного и желтого цвета. Мощность пачки 15—20 м. Органических остатков в ней не найдено.

Верхняя пачка (мощностью 12—15 м) представляет собой частое переслаивание пестроокрашенных песков и глин, которым подчинены тонкие прослои известковистых песчаников и два пласта песчанистого известняка мощностью от 0,15 до 0,4 м. Пачка фациально изменчива, но в основании ее почти всюду прослеживается комплекс светло-серых огнеупорных глин и ярко-желтых охристых глин. Прослои известняков также, в общем, выдерживаются. В известняках найдена фауна, в составе которой определены: *Chaetetella* cf. *filiformis* Sok., *Lonsdaleia duplicata* Mart., *Aulophyllum* cf. *fungites* Flem., *Lithostrodion irregulare* Phill., *L. rossicum* Stuck., *Syringopora hoffmanni* Stuck., *S. ramulosa* Goldf., *S. distans* Fisch., *Gigantoproductus striatasulcatus* Schw., *G. giganteus* Mart.

На основании этой фауны верхи патровской свиты, без сомнения, относятся к окскому подъярису визейского яруса. Тот же возраст условно принимается и для остальной части свиты.

Тагажемская свита мощностью 22—26 м представлена тремя пачками карбонатных пород, разделяющихся терригенными образованиями. Карбонатные пачки этой свиты сложены известняками, в разной степени доломитизированными, и доломитами.

Нижняя карбонатная пачка от 2 до 6 м мощностью наиболее хорошо прослежена. В связи с процессами доломитизации характер пород, слагающих пачку, меняется весьма значительно. При отсутствии или слабой доломитизации пачка представлена обломочно-органогенными фораминиферо-кораллово-брахиоподовым известняком светло-

серого, почти белого, цвета, с богатой и разнообразной фауной. Будучи в той или иной степени доломитизированными, органогенные известняки нижней пачки резко меняют свой облик на перекристаллизованные мелко- или крупнокристаллические разности темно-серой, буровато-серой и фиолетово-серой окраски. Следы первичного обломочно-органогенного строения в этих породах отсутствуют, нет в них и определенных остатков фауны. Такие резкие изменения пород происходят на расстоянии нескольких десятков метров через промежуточные пятнисто-доломитизированные разности. Фауна нижней пачки имеет такой состав: *Cribrostomum bradyi* Mich., *Endothyranopsis crassa* Brady, *Climacammina forschii* Mich., *Chaetetiporella crustacea* Sok., *C. elongata* Struve, *C. repens* Sok., *Chaetetes septosus* Sok., *Ch. (Boswellia) boswelli* Heritsch, *Lonsdaleia floriformis* var. *minor* Stuck., *Aulophyllum rustensis* Stuck., *Dibunophyllum turbinatum* McCoy, *D. vermiculare* Stuck., *Campophyllum amplexoides* Stuck., *Siderospongia* sp., *Striatifera striata* Fisch., *Gigantoproductus latissimus* Sow., *Productus crassicosatus* Jan.

Между первой и второй карбонатными пачками залегает комплекс песчано-глинистых образований общей мощностью от 7,5 до 9 м.

Средняя карбонатная пачка тагажемской свиты имеет мощность от 1 до 3,5 м. Она представлена доломитизированными известняками и доломитами обычно афанитового, реже мелкокристаллического сложения, темно-серой, красноватой и лиловой окраски. Фауна в них многочисленная, но, как правило, плохой сохранности. Отсюда определены: *Lonsdaleia floriformis* Flem., *L. papillata* E. H., *Syringopora lata* Phill., *S. reticulata* Goldf., *Chaetetipora elongata* Struve, *Chaetetes septosus* Flem., *C. rossicus* Sok., *C. tenuiraiatus* Sok., *C. janischewskii* Sok., *C. depressus* Flem., *Gigantoproductus giganteus* Mart. var. *typica* Sar., *G. striata-sulcatus* Schwetz., *G. cf. varians* Sar., *G. cf. glabratus* Ian., *G. latissimus* Sow. var. *prisca* Sar., *Productus prikschianus* Ian., *P. youngianus* Darv.

Среднюю пачку от верхней отделяет комплекс песчано-глинистых образований мощностью 5—6 м. В нем преобладают желтые и красные пески. Органические остатки, как и в нижнем терригенном комплексе, здесь отсутствуют.

Верхняя карбонатная пачка тагажемской свиты мощностью от 0,2 до 2 м сложена сильнодоломитизированным мелкокристаллическим или афанитовым известняком, сильно кавернозным. Окраска известняка желтовато-розовая, с красными пятнами. Органические остатки в ней меньше, чем в нижних двух пачках, и они плохой сохранности. Отсюда определены: *Syringopora reticulata* Goldf., *S. geniculata* Phiel., *Bellerophon* sp. ind. и мелкие пелециподы, сохранившиеся только в виде ядер. В общем тагажемская свита содержит довольно значительное количество фауны. Однако в составе ее нет руководящих комплексов фораминифер, остракод, пыльцы, которые допустили бы расчленение на более мелкие стратиграфические единицы. В целом тагажемская свита объединяет самые верхи окского надгоризонта (веневский горизонт) и часть серпуховского надгоризонта. Полный разрез тагажемской свиты прослеживается лишь по р. Тагажме. Отдельные части ее обнажены по Патрову ручью, рекам Негижме и Ньюдале, р. Андоме и ее притокам. Тагажемская свита отделяется от вышележащей чисто карбонатной девятинской свиты пачкой терригенных пород 2—5 м мощностью.

Девятинская свита имеет мощность от 15 до 23 м. Она сложена существенно карбонатными породами и может быть разделена на три пачки. Нижняя пачка мощностью 6—7 м представлена сильнодоломити-

зированными известняками и доломитами, скрытокристаллическими, иногда мучнистыми, буровато-серой и зеленовато-серой окраски. Для пород характерно окремнение в виде тонких волнистослоистых пропластков. Определимой фауны в пачке не обнаружено.

Средняя пачка сложена мелкокристаллическими толстослоистыми доломитизированными известняками светло-желтой окраски, содержащими у кровли гальки кремня. Мощность пачки 4—6 м. В основании пачки имеется прослой, нацело состоящий из ядер раковин продуктид, среди которых определены: *Gigantoproductus latissimus* var. *typica* Sar., *G. latissimus* var. *prisca* Sar., *G. edelburgensis* Phil., *Striatifera striata* Fisch. var. *lata* Jan., *Schellwienella* cf. *crenistris* Phil., *Sch. cf. ornata* Dem., *Cyrtina carbonaria* M'Coу. Кроме того, из пачки определены: *Dibunophyllum turbinatum*, *Chaetetes russiensis* Sok., *C. gracilis* Sok.

Верхняя пачка, венчающая разрез девятинской свиты, а вместе с тем и разрез нижнего карбона, имеет весьма своеобразный облик. Она представлена массивными рифовыми перекристаллизованными известняками светло-желтой, почти белой, окраски мощностью 6—9 м. Кровля известняков резко неровная. Книзу от нее в глубь слоя отходят многочисленные прихотливо ветвящиеся ходы, частично заполненные глинистым веществом вторичного происхождения. Из органических остатков, кроме мощных полипняков *Lonsdaleia* и *Chaetetes*, слагающих пачку нацело, найден *Spirifer bisulcatus* Sow. var. *magna* Schw. находка этой формы позволяет довольно точно сопоставить верхнюю пачку рифовых известняков девятинской свиты с угловско-протвинскими слоями Подмосковского разреза, т. е. отнести ее к протвинской части намюра.

Остальная часть разреза девятинской свиты должна быть, по-видимому, отнесена к верхней половине серпуховского надгоризонта визейского яруса. Лучшие разрезы девятинской свиты наблюдаются у с. Девятины по р. Вытегре и в выемке Мариинского канала.

Описанный разрез нижнего карбона, составленный по естественным обнажениям, хорошо прослеживается в скважинах, пробуренных в центральной части Онегорецкой площади. Так, в Каргопольской скважине общая мощность нижнего карбона равна 77 м, причем мощности патровской, тагажемской и девятинской свит соответственно равны 30, 26,5 и 30 м. Та же мощность нижнего карбона установлена скважиной в д. Воробьевской. Мощность патровской свиты здесь увеличена до 36 м, тагажемская свита имеет мощность 26 м. Мощность девятинской свиты сокращена до 15 м, по-видимому, за счет домосковского размыва. В скважине на р. Чурьеге у с. Ошевенского происходит сокращение мощности патровской свиты до 16 м, тагажемская свита увеличивается в мощности до 31 м, а девятинская свита сохраняет мощность около 20 м. Таким образом, общая мощность нижнего карбона здесь немного не достигает 70 м. В Марковской скважине общая мощность нижнего карбона равна 75 м. Мощность всех трех свит почти полностью совпадает с установленными для них по Каргопольской скважине.

Разрез нижнего карбона, близкий (за исключением верхов) к разрезу Ошевенской скважины, вскрыт Няндомской скважиной, заложеной на р. Воезерке в 60 км к востоку от ст. Няндомы Северной железной дороги. Мощность патровской свиты здесь равна 16 м, тагажемской 22 м. Разрез последней не полон, так как верхи ее и девятинская свита здесь полностью уничтожены домосковским размывом.

Иные разрезы нижнего карбона установлены по южной, восточной и северо-западной периферии Онегорецкой площади.

На юге площади полный разрез нижнего карбона пересечен только одной Коношской скважиной. Скважинами Белозерской и Занаволоч-

ской вскрыта только верхняя, хотя и большая, часть его. Насколько позволяет судить имеющийся скудный материал, эти изменения сводятся к увеличению степени карбонатности разреза и уменьшению количества терригенных пород. Последние приурочены только к низам разреза, относящимся к патровской свите. Выше залегает сплошная толща карбонатных пород, соответствующая тагажемской и девятинской свитам Андомо-Вытегорского разреза.

Общая мощность нижнего карбона Коношской скважины равна 65 м. На долю патровской свиты здесь приходится около 18 м. В отличие от разрезов патровской свиты, установленных для западных и центральных частей площади, в составе ее здесь преобладают глинистые породы. Среди глин имеются сухаристые разности, участками значительно обогащенные окислами железа. Карбонатная часть разреза Коношской скважины распадается на три части. Нижняя часть толщи мощностью около 6 м сложена массивным зернистым доломитом и пятнистым доломитизированным известняком темно-серой окраски, соответствующим нижней карбонатной пачке тагажемской свиты. Этот комплекс пород покрывается более светло окрашенными желтовато-серыми и желтоватыми доломитизированными известняками и доломитами до 30 м мощностью, в средней части которых проходит прослой пестрого доломитового мергеля. Отсюда определены очень немногочисленные фораминиферы такого состава: *Eostaffella* ex gr. *proikensis* Raus., *Pseudoendothyra* ex gr. *struvei* Moell., *Ps. struvei* var. *suppressa* Schlyk., *Scrobicula* cf. *cincinnata* Posp. Приведенный состав фауны свидетельствует о серпуховском возрасте описанной пачки пород, а их положение в разрезе и литологические особенности позволяют рассматривать эту пачку как аналог остальной части тагажемской свиты и нижней части девятинской свиты. Верхи разреза нижнего карбона мощностью около 12 м хорошо обособляются в виде пачки светлых, почти белых, дерекристаллизованных доломитов, частью огипсованных, которым подчинены тонкие прослои глин. Эта пачка является, по-видимому, аналогом той части разреза девятинской свиты, которая относится к протвинскому горизонту.

Вскрытая мощность нижнего карбона в Занаволочской и Белозерской скважинах соответственно равна 61 и 47 м. Более полон разрез Занаволочской скважины, пробуренной в бассейне р. Сухоны. Здесь в основании разреза залегает глина вскрытой мощности около 6,6 м, с прослоем песчаного известняка. Она, по-видимому, может быть сопоставлена с верхами патровской свиты. Отсюда найдена фауна: *Archaeodiscus karreri* Brady var. *nanus* Raus., *Globoendothyra* ex gr. *globulus* Eichw., *Plectogyra* ex gr. *omphalota* Raus. et Reitl., *Pl. aff. pannusaeformis* Schlyk., *Eostaffella proikensis* Raus., *Lonsdaleia* cf. *annulata* Lonsd. Эта фауна подтверждает окский возраст низов разреза Занаволочской скважины.

Вышележащая сплошная толща карбонатных пород распадается на две части. Нижняя мощностью около 20 м сложена темно-серыми и коричнево-серыми доломитами и доломитизированными известняками, которые имеют мелко- и среднекристаллическую «песчаниковидную» структуру, реже афанитовую. Из фауны отсюда определены: *Plectogyra* sp., *Pseudoendothyra*., *Lonsdaleia* sp., *Striatifera striata* Fisch. Литологически описанные породы очень близки доломитам тагажемской свиты. Наличие среди их скудной фауны *Striatifera striata* Fisch. — формы, наиболее часто встречающейся в тагажемской свите, а также их залегание на терригенных отложениях, соответствующих, по-видимому, верхам патровской свиты, подтверждают сопоставления, сделанные по составу пород.

Верхняя часть разреза сложена мелкозернистыми и некристаллическими светло-желтыми и желтовато-серыми доломитизированными известняками и доломитами. Из фауны в них найдена *Striatifera striata* Fisch. По литологическим особенностям этот комплекс пород близок породам девятинской свиты. Об этом же свидетельствует и положение этих пород в разрезе — выше отложений, предположительно относимых к образованиям тагажемской свиты.

Менее полон разрез нижнего карбона Белозерской скважины. Он остановлен в доломитах предположительно тагажемского возраста, вскрытая мощность которых равна здесь 20 м. В этой части разреза найдена фауна: *Lonsdaleia* sp., *Gigantoproductus latissimus* Sow., *Striatifera striata* Fisch.

Часть разреза, соответствующая девятинской свите, в этой скважине имеет мощность 27 м. Внизу она представлена мелкокристаллическими доломитами желтоватой и светло-серой окраски до 10 м мощностью. Выше залегают массивные рифовые перекристаллизованные известняки. Отсюда определены: *Chaetetes* sp., *Lonsdaleia* sp., *Dibunophillum* sp., *Striatifera striata* Fisch., *S. striata* Fisch. var. *gibosa* Jan., *S. striata* Fisch. var. *angusta* Jan., *Gigantoproductus latissimus* Sow. Найденные, кроме того, многочисленные гастроподы и пелециподы, сохранившиеся только в виде ядер, определены не были. Из литологических особенностей этих пород обращает на себя внимание нахождение раковин стриатифер скоплениями типа банок.

Приведенные разрезы южных скважин и сравнение их с разрезами нижнего карбона из скважин центральной части площади иллюстрируют изменения в составе пород, связанные с удалением от области сноса. Они сводятся к резкому уменьшению содержания терригенных пород при очень небольшом сокращении общей мощности разреза.

Иная картина изменений разреза нижнего карбона наблюдается на участках, наиболее приближенных к области Балтийского щита, где происходит выклинивание карбонатных пачек в разрезе тагажемской свиты и отделение ее от патровской свиты становится затруднительным. Нижняя, большая часть разреза оказывается сложенной преимущественно терригенными породами. Общая мощность отложений нижнего карбона колеблется от 40 до 100 м. Увеличение мощности разреза происходит за счет раздувания песчаных толщ в патровской свите. Уменьшение мощности нижнего карбона на отдельных участках связано с выклиниванием нижних и срезанием верхних его горизонтов с приближением к Балтийскому щиту.

По данным М. М. Ермолаева (1954 г.), мощность нижнего карбона в скважине, пробуренной на р. Онеге, в с. Коневе достигает 58 м, а в Орловской скважине (у оз. Лекшмозеро) около 100 м.

Кроме отмеченных изменений разреза, наблюдаются и другие, практически чрезвычайно важные. Они заключаются в появлении залежей бокситов и связанного с ними комплекса огнеупорных и железистых глин. Расчленение разреза этого типа дано М. М. Ермолаевым (1954 г.). Схематично оно рисуется в следующем виде (снизу вверх):

- | | |
|--|--------|
| I комплекс — подрудная толща, по составу преимущественно песчаная; пескам подчинены также прослой глины, а на выступах фундамента в основании ее залегают конгломерат | 4—20 м |
| II комплекс — каолинит-бокситовая толща, построенная симметрично; в средней части ее залегают боксит, а книзу и кверху от него последовательно располагаются аллит, сиалит, каолинит | 0—22 „ |
| III комплекс — железисто-бобовая толща, сложенная каолинит-гетитовыми глинами | 3—23 „ |
| IV комплекс — надрудная толща пестрого терригенного состава | 9—15 „ |
| V комплекс — карбонатные породы, синхроничные девятинской свите | 4—20 „ |

Сопоставляя приведенный разрез с нижним карбоном центральных частей Онегорецкой площади, М. М. Ермолаев считает, что подрудная и каолинит-бокситовая толщи соответствуют патровской свите, а железисто-бобовая и надрудная толщи — тагажемской свите. Такое сопоставление представляется неправильным. Надо полагать, что к тагажемской свите следует относить только надрудную толщу. Основанием для такого заключения служит разрез Коневской скважины, являющийся промежуточным между Андомо-Вытегорским разрезом нижнего карбона и продуктивным его вариантом. В разрезе этой скважины видно, что под комплексом пород тагажемской свиты залегает железисто-бобовая толща, которая, таким образом, принадлежит патровской свите.

В заключение следует остановиться еще на двух разрезах нижнего карбона, известных для краевых частей Онегорецкой площади — крайнем северо-западном (в бассейне нижнего течения р. Онеги) и восточном (в бассейне р. Северной Двины).

В бассейне р. Онеги у Бирючевских порогов трансгрессивно на терригенных отложениях нижнего кембрия залегает комплекс пород мощностью около 40 м, выделенный в сомбинскую свиту (А. Г. и О. А. Кондайн, 1951 г.). Она сложена быстро сменяющимися друг друга и линзообразно залегающими конгломератами, гравелитами, песками, глинами, мергелями и доломитами, фауной не охарактеризованными. Сверху свита трансгрессивно перекрывается глинисто-мергельной толщей, содержащей фауну среднего карбона. Несмотря на отсутствие палеонтологических доказательств, нижнекаменноугольный возраст сомбинской свиты кажется наиболее вероятным. В пользу такого заключения свидетельствует минеральный состав пород свиты, сохраняющий минералы-индикаторы нижнего карбона — ставролит и дистен. Кроме того (что более важно), в последнее время Э. А. Кальберг проследила по профилю скважин постепенный переход отложений продуктивного типа разреза нижнего карбона в образования сомбинской свиты.

Своеобразие этого разреза нижнего карбона, по-видимому, объясняется изолированностью участка его распространения. Согласно последним данным, участок нижнего течения р. Онеги отделен от остальной части Онегорецкой площади мощным подземным выступом кристаллических пород, являющимся погребенным продолжением Ветреного пояса¹.

Наконец, своеобразный разрез нижнего карбона вскрыт на востоке Каменноприлукской скважиной. Эта скважина пробурена на участке среднего течения р. Северной Двины у деревни того же наименования.

К нижнему карбону в разрезе Каменноприлукской скважины отнесен комплекс отложений общей мощностью около 43 м, вскрытый в интервале 725,46—682,58 м. В составе его выделяются три пачки, условно сопоставляющиеся с патровской, тагажемской и девятинской свитами.

Нижняя пачка (предположительно патровская) имеет мощность около 10 м. Она представляет собой переслаивание аргиллитов серой, желтоватой, зеленоватой, малиновой и темно-синевато-серой окраски. В основании пачки залегает темно-синий аргиллит мощностью около 1 м.

¹ Следует отметить существующее мнение о синхронности отложений сомбинской свиты красноцветным пескам и песчаникам, выделенным Э. А. Кальбергом в лаяскую свиту. Последние развиты на Онежском полуострове и на участке нижнего течения р. Северной Двины, где они вскрыты в верхах разреза Усть-Пинежской скважины. Большое сходство лаяских красноцветов, по их литологическим особенностям, с красноцветными образованиями балтийского комплекса, свидетельствует, с точки зрения автора настоящей статьи, скорее о их кембрийском возрасте, однако при настоящей стадии изученности вопрос этот не может считаться решенным окончательно.

Средняя пачка (сопоставляемая с тагажемской) имеет мощность около 14,5 м. Она сложена алевритистыми некристаллическими первичными доломитами зеленовато-серой окраски и подчиненными им аргиллитами того же цвета.

Верхняя пачка (условно девятинская) является комплексом чередующихся алевритистых первичных доломитов палеовой окраски и скрытокристаллических ангидритов. В верхах свиты к ним присоединяются прослой ярко-красных аргиллитов. Общая мощность верхней пачки около 18,5 м. Никаких органических остатков в породах всех трех пачек не обнаружено, тем не менее нижнекаменноугольный возраст описанных отложений представляется наиболее вероятным по следующим соображениям:

1. Разрез нижнего карбона в принятых границах состоит из трех пачек: нижней — чисто терригенной, средней — терригенно-карбонатной и верхней — карбонатной и карбонатно-галогенной. В целом он представляет собой единый трансгрессивный цикл осадконакопления. Такая особенность разреза характерна для нижнего карбона, развитого в пределах Онегорской площади.

2. Описанный комплекс отложений обособляется от подстилающих и покрывающих его образований поверхностями размыва. Постелью ему служат девонские красноцветы, кровлей — карбонатные породы московского яруса.

3. Литологически разрез своеобразен, однако с отложениями нижнего карбона его сближает нахождение каолинита в глинах.

4. Особенности разреза нижнего карбона Каменноприлукской скважины хорошо объясняются положением участка его развития в палеоструктурном плане.

Участок этот был приурочен, по-видимому, к склону крупной положительной структуры, располагавшейся на Пинежской площади.

Средний отдел

Средний карбон рассматриваемой области представлен комплексом преимущественно морских отложений, мощность которых колеблется от 40 до 270 м. В пределах Притиманской и большей части Онегорской площадей они залегают трансгрессивно на денудированной поверхности отложений нижнего карбона.

На площадях Пинежской и Вычегодской средний карбон ложится на терригенные образования кембрийского возраста, покрытые участками тонким чехлом девонских пестроцветов.

Наконец, на склонах выступа Ветреного пояса в среднем течении р. Онеги эти отложения, перекрывая отложения нижнего карбона, девона и кембрия, залегают местами на кристаллических породах. Таким образом, трансгрессия среднекаменноугольного моря захватила площади, значительно большие, чем покрывавшиеся морем нижнекаменноугольным.

Продолжительность перерыва в осадконакоплении на рубеже двух эпох была не везде одинакова. Самым коротким он был на Притиманской площади, так как продолжался здесь только в течение верхнего намюра и в самом начале башкирского века. На Онегорской площади перерыв охватил промежуток времени от середины намюра до середины московской эпохи. Наиболее значительный перерыв существовал на Пинежской площади — от додевонского времени до середины московской эпохи. Несколько короче перерыв был на Вычегодском участке, где он начался с девона.

Из изложенного ясно, что разрез отложений среднего карбона меняется в пределах рассматриваемой территории весьма значительно.

Почти полным является только Притиманский разрез, который представлен непрерывным комплексом отложений башкирского¹ и московского ярусов. Онегорецкий и Пинежский разрезы среднего карбона представлены лишь отложениями московского яруса, причем нижнемосковские (аналоги свиты К Донбасса) отложения в них отсутствуют. В Вычегодском разрезе нет башкирских отложений, но имеются нижнемосковские образования на участке, прилегающем к Притиманской площади.

Нижняя граница среднего карбона всюду устанавливается легко. Этому способствует денудационный характер поверхности отложений нижнего карбона, резко неровной и нередко закарстованной. Установление этой границы облегчается также наличием в основании большинства разрезов среднего карбона известняков брекчиевидного-конгломератовидного сложения или маломощных толщ терригенных образований.

Верхняя граница среднего карбона определяется труднее, так как она не сопровождается резкой сменой состава пород и устанавливается только палеонтологическим путем. Как уже отмечалось, в полном разрезе (Притиманская площадь) в составе среднего карбона присутствуют отложения обоих ярусов. Мощности образований, относящихся к нижнему башкирскому ярусу, составляет около 70 м. Отложения московского яруса, развитые по всей территории, имеют мощность от 40 до 200 м. В строении разреза среднего карбона участвуют морские преимущественно карбонатные отложения. Среди последних преобладают обломочно-органогенные известняки, в той или иной степени доломитизированные, светло-серой и желтоватой окраски. Известняки содержат богатую фауну фораминифер, мшанок, кораллов, криноидей, брахиопод, гастропод. Основной фон фауны составляют фораминиферы и брахиоподы. Из последних наиболее характерны разнообразные хориститы. Сохранность фауны обычно удовлетворительная, а довольно часто и очень хорошая.

Башкирский ярус

В пределах рассматриваемой области башкирские отложения развиты только на Притиманской площади. К западу от нее они выклиниваются, отсутствуя на Вычегодской, Пинежской и Онегорецкой площадях.

На восток эти отложения протягиваются до Тимана, где и выходят на поверхность на обоих его склонах. В строении разреза участвуют разнообразные карбонатные породы, которым подчинены прослой глины и известковистых песчаников общей мощностью 60—70 м.

По фораминиферам в составе башкирских отложений выделяются два подъяруса: нижний и верхний.

Нижний подъярус характеризуется наряду с перешедшими из нижнего карбона зоштафеллами и псевдоэндотирами, появлением новелл, озавайнелл и в самых верхах — единичных профузулинелл.

Верхнему подъярусу свойственно наличие довольно разнообразного комплекса профузулинелл с единичными фузулинами и многочисленными продолжающими здесь существовать псевдоэндотирами и псевдоштафеллами.

Из брахиопод для обоих горизонтов характерно присутствие примитивных толсторобристых спириферов, сопровождающихся большим количеством брахитирин, близких к описанным А. П. Ротем из башкирских отложений Донбасса.

¹ За исключением, возможно, только самых нижних слоев.

На Притиманской площади башкирские отложения вскрыты Кельтминской и Аныбскими скважинами; из них детально обработан только разрез Кельтминской скважины (Д. М. Раузер-Черноусова, Н. Н. Ростовцев, Е. А. Киреева).

В предлагаемом очерке в соответствии с новыми данными (Бархатова, 1953, 1955) к башкирскому ярусу в разрезе этой скважины относится комплекс отложений мощностью 60 м, залегающий в интервале 643,3—583 м¹.

Нижний подъярус. Известняки брекчиевидные, оолитовые, обломочно-органогенные, водорослевые и шламовые разности. Окраска пород светлая, почти белая, участками пятнистая. Из органических остатков встречаются фораминиферы и водоросли (донецеллы). Преобладают фораминиферы. Из фауны характерны: *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella mutabilis* Raus., *E. postmosquensis* var. *acutiformis* Grozd. et Leb., *E. acuta* Grozd. et Leb., *Novella primitiva* Raus., *N. aperta* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Ozawainella pararhomboidalis* Man., *O. umbonata* Brazhn., *O. fragilis* Saf., *Profusulinella staffellaformis* Kir., *P. parva* Lee et Chen, *Chonetes carboniferus* Keys., *Parachoristites volongaensis* V. Barchat. nom. nud.

24 м

Верхний подъярус. Известняки, переслаивающиеся с глинами. Известняки обломочно-органогенные, иногда конгломератовидные, пестрой окраски; глины известковистые, пиритизированные серого и зеленовато-серого цвета. Фауна подъяруса обильная, представлена теми же группами организмов, которые встречены ниже. Ведущая роль принадлежит фораминиферам, из которых типичными формами являются: *Eostaffella mutabilis* Raus., *E. lepida* Grozd. et Leb., *Schubertella pauciseptata* Raus., *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., *P. composita* Grozd., *Ozawainella tingi* var. *nana* Raus., *Profusulinella aljutovica* Raus., *P. parafittsi* Raus., *Chonetes carboniferus* Keys., *Linoproductus* cf. *mosquensis* Fred., *Parachoristites volongaensis* V. Barchat. nom. nud., *P. cf. vetus* Rot., *Elina probus* Rot., *Enteletes lamarchi* Fisch.

37 м

Разрез, близкий Кельтминскому, судя по данным Л. А. Веселовой, вскрыт Аныбскими скважинами, где он имеет, однако, более бедную фаунистическую характеристику.

Как уже отмечалось, отложения башкирского возраста выходят на поверхность в пределах Тимана. Полные их разрезы, известные на западе Северного Тимана, очень близки к описанному для Притиманской площади, только там они представлены более мелководными фацциями.

Московский ярус

Отложения московского яруса в пределах рассматриваемой территории имеют повсеместное распространение, однако полный разрез их ограничен Притиманской площадью. Только здесь они без перерыва покрывают отложения башкирского яруса, тогда как на Онегорецкой, Пинежской и Вычегодской площадях залегают трансгрессивно на более древних породах с выпадением нижнемосковских отложений².

Этими древними породами являются на Онегорецкой площади известняки и доломиты девятинской и тагажемской свит нижнего карбона³, а в пределах Пинежской и Вычегодской площадей терригенные образования додевонского возраста.

Отложения московского яруса представлены главным образом морскими образованиями, которые только на западной периферии Оне-

¹ Принятый в этих границах башкирский ярус объединяет часть разреза от верхнего намюра до низов верейского горизонта включительно, по разбивке Д. М. Раузер-Черноусовой и Н. Н. Ростовцева.

² Последние развиты частично только в восточном участке Вычегодской площади.

³ Кроме района Ветреного пояса, на склонах которого они залегают на докембрии.

гореской площади частично замещаются прибрежно-морскими образованиями. Мощность московских отложений колеблется от 40 до 200 м.

В составе московского яруса по фауне могут быть выделены три горизонта.

Нижний горизонт характеризуется появлением первых *Fusulinella* в сопровождении очень большого количества *Produsulinella prisca* Derpat и *P. priscoidea* Raus. Из брахиопод этому горизонту свойственны тонкоресбристые хориститы из групп *Choristites priscus* Eichw., *Ch. teschevi* Ivan.

Средний горизонт отличается развитием групп фораминифер, относящихся к родам *Wedekindellina*, *Fusiella*, *Fusulina*, появлением новых видов фузулинелл, из которых чрезвычайно характерной является *Fusulinella colaniae* Lee et Chen. Вместе с тем здесь присутствуют и перешедшие из нижележащих отложений псевдоштаффеллы, в частности такая характерная форма, как *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen. Из брахиопод горизонту свойственны хориститы, такие, как *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. mosquensis* Fisch., *Ch. laticostateformis* Mil.

Наконец, верхний горизонт отличается развитием комплекса фораминифер из различных фузулинелл, таких, как *Fusulinella bocki* Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen с *Fusulinella pulchra* Raus. и др.

Состав хориститов этого горизонта характеризуется постоянным присутствием толсторесбристых форм самарского типа и хориститов, описанных Д. И. Иловайским из свиты М Донбасса, таких, как *Choristites ustynovi* Nov. и др.

Притиманская площадь. На Притиманской площади московские отложения представлены комплексом существенно карбонатных пород, которым только в нижней части разреза подчинены прослой глины и известковистых песчаников общей мощностью около 200 м. Здесь они залегают без перерыва на бакширских отложениях и без резкой границы перекрываются отложениями верхнего карбона.

Из пределов площади на восток комплекс всех трех горизонтов московского яруса протягивается до Тимана, где они выходят на поверхность по западному его склону. На запад (на остальной площади рассматриваемой области) распространяются отложения только двух верхних горизонтов, обычно значительно сокращенных в мощности.

На Притиманской площади отложения московского яруса вскрыты Кельтминской и Аныбскими скважинами. Детально изученным является только разрез Кельтминской скважины, в которой к московскому ярусу относится комплекс отложений общей мощностью 206 м, залегающий в интервале 583—377,1 м.

В этом разрезе в составе московского яруса хорошо выделяются все горизонты.

Нижний горизонт. Обломочно-органогенные, реже оолитовые и пелитоморфные известняки желтоватой и зеленоватой окраски, которым подчинены прослой темно-серых и зеленовато-серых глин и известковистых песчаников. Фауна горизонта обильная, преимущественно фораминиферная, такого состава: *Pseudostaffella proozowai* Kir., *P. gorskyi* (Dutk.), *P. timanica* Raus., *Profusulinella prisca* Derpat, *P. priscoidea* Raus., *P. ovata* Raus., *Fusulinella praebocki* Raus., *Eofusulina triangula* var. *rasdorica* Putr., *Chonetes carboniferus* Keys., *Marginiifera kaschirica* Ivan., *Buxtonia* sp. ind., *Choristites priscus* Eichw.

106 м

Средний горизонт. Скрытокристаллические коричнево-серые доломиты и подчиненные им более светлоокрашенные обломочно-органогенные известняки. По фауне он характеризуется присутствием: *Fusiella praecursor* Raus., *P. ozawai* Lee et Chen, *P. ozawai* var. *compacta* Man., *Ozawainella fragilis* Saf., *Profusulinella praelibroviichi* Saf., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F.*

bocki Moell., *F. pseudoboeki* Moell., *Wedekindellina uralica* Dutk., *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *F. elegans* Raus. et Bel., *Choristites mosquensis* Fisch. и др.

58 м.

Верхний горизонт. Нижние 10 м в разрезе горизонта сложены обломочно-органогенными известняками, остальная его часть представлена некристаллическими доломитами той же окраски. Органические остатки горизонта обильны, в составе их имеются водоросли, гидрактиниоиды, фораминиферы, кораллы и брахиоподы. Из них определены: *Fusiella typica* Lee et Chen, *F. pulchella* Saf., *Fusulinella bocki* Moell., *F. bocki* var. *timanica* Raus., *F. pseudoboeki* Lee et Chen, *F. mosquensis* Raus. et Saf., *Wedekindellina uralica* Dutk., *W. dutkevichi* Raus. et Bel., и др. около 42 „

Близкий Кельтминскому разрез московских отложений, по данным Л. А. Веселовой, установлен Аныбскими скважинами. Мощность их здесь составляет около 190 м.

Вычегодская площадь. На Вычегодской площади отложения московского яруса залегают трансгрессивно на терригенных пестроцветках девона, кроющих тонким чехлом кембрийские терригенные образования.

Здесь московский ярус представлен комплексом преимущественно карбонатных пород, общая мощность которых колеблется в пределах от 92 до 184 м. Такое значительное колебание мощности объясняется неодинаковой полнотой разреза. На северо-востоке площади, на участке ее, прилегающем к Притиманской площади, в составе разреза выделяются все три горизонта, тогда как на юго-западе, в части, связанной с Пинежской и Онегорецкой площадями, разрез представлен только двумя верхними горизонтами. Верхняя граница отложений московского яруса здесь имеет те же особенности, что и в Притиманской впадине. Разрез московского яруса в пределах Вычегодской депрессии вскрыт Яренской и Котласской скважинами. Разрез первой более полон. В составе его выделяются все горизонты общей мощностью около 184 м, вскрытые в интервале 1286—1102 м.

Нижний горизонт. Обломочно-органогенные, иногда глинистые известняки буроватой и зеленоватой окраски, которым подчинены прослой серых, зеленовато-серых и красновато-коричневых мергелей и глин. В известняках найдена фауна фораминифер и брахиопод. Из них наиболее характерными являются: *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., *P. sphaeroidea* Ehrenb. em. Moell., *P. ivanovi* Raus., *Ozawainella* aff. *stella* Man., *Profusulinella prisca* var. *timanica* Kir., *P. priscoidea* Raus., *Parachoristites volongensis* V. Barchat. nom. nud., *Choristites priscus* Eichw. и др. 48 м.

Средний горизонт. Тонкозернистые буровато-серые доломиты и обломочно-органогенные доломитизированные известняки желтоватой и светло-серой окраски. Определяющим для этого подразделения является следующий состав фауны: *Fusiella praecursor* var. *paraventricosa* Raus., *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen, *P. ozawai* var. *compacta* Man., *Ozawainella stella* Man., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F. paracoloniae* Saf., *Wedekindellina* ex gr. *dutkevichi* Raus. et Reittl., *Fusulina* cf. *elegans* Raus., *F. aff. truncatulina* Thompson., *Enteletes lamarki* Fisch., *Choristites* ex gr. *sowerbyi* Fisch., *Neophrycodothyris asiatica* Chao 66 „

Верхний горизонт. Переслаивание обломочно-органогенных доломитизированных известняков, частью перекристаллизованных, буроватой окраски, с афанитовыми и мелкокристаллическими доломитами. Ввиду сильного развития в карбонатных породах вторичных процессов фауна его отличается плохой сохранностью. Отсюда определены: *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Fusiella typica* Lee et Chen, *Chonetes carboniferus* Keys., *Brachythyryna strangwaisi* Vern., *Choristites* cf. *ustynovi* Il'ov. и др. 70 „

В Котласской скважине общая мощность отложений московского яруса равна 92 м. Интервал их залегания 1065,55—974 м.

В составе разреза выделяются два верхних горизонта.

Средний горизонт. Обломочно-органогенные и мелкозернистые, частью перекристаллизованные известняки светло-серой и желтовато-серой окраски, мелкокристаллические и афанитовые доломиты и доломитизированные

известняки. Отсюда определены: *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Fusiella* ex gr. *typica* Lee et Chen, *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Fusulinella vohzgalensis* Saf., *F. eopulchra* Raus., *Wedekindellina dutkevichi* Raus. et Bel., *Chonetes carboniferus* Keys., *Marginifera timanensis* Lich., *Choristites sowerbyi* Fisch. и др. около 51 м

Верхний горизонт. Мелкокристаллические и афанитовые доломиты буровато-серой и коричнево-серой окраски, которым подчинены тонкие прослой светло-серых обломочно-органогенных известняков.

Из фауны найдены: *Pseudostaffella* ex gr. *paradoxa* Dutk., *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella cumpani* Putr., *F.* ex gr. *bocki* Moell., *Wedekindellina* cf. *uralica* Raus., *Fusulina* cf. *conspicua* Raus., *F.* cf. *intermedia* Raus., *Brachythyrina strangwaisi* Vern., *Choristites trautscholdi* Stuck. около 41 м

Онегорецкая площадь. Отложения московского яруса в пределах Онегорецкой площади выражены карбонатными породами, которым на отдельных участках только в основании разреза подчинены песчано-глинистые образования. Мощность московских отложений здесь колеблется от 50 до 100 м.

Полный разрез московского яруса обнажен по р. Онеге ниже д. Мухина Гора до Бирючевских порогов. Нижняя часть разреза этих отложений известна по выходам р. Андомы у д. Мальян и р. Вытегры выше с. Девятины, а также в выемке Ново-Мариинского канала. На остальной части площади отложения московского яруса вскрыты скважинами: Каргопольской, Ошевенской, Орловской, Воробьевской, Марковской, Коневской и Няндомской (в ее центре), Белозерской, Коношской и Занаволочской — на юге, а на востоке Березняковской и Каменноприлуцкой.

На Онегорецкой площади отложения московского яруса залегают с перерывом на размытой поверхности известняков нижнего карбона. Как уже отмечалось выше, эта поверхность участками закарстована и отложения нижнего карбона срезаны на различную глубину. (На участке Няндомской скважины срезана не только вся девятинская свита, но и верхи тагажемской свиты.) Верхняя граница московского яруса на большей части площади Онегорецкой впадины легко устанавливается при наблюдениях, так как с нею связаны местные размывы небольшой амплитуды. Наиболее детально разрез московского яруса Онегорецкой площади изучен по естественным обнажениям (В. П. Бархатова, 1934—1941 гг.). Здесь в составе его не только выделяются горизонты, но и свиты местного значения. Общая мощность отложений яруса колеблется от 50 до 60 м.

Отложения нижнего горизонта здесь отсутствуют.

Средний горизонт представлен отложениями до 45 м мощностью. В составе его выделяются три свиты в восходящем порядке: кайручейская, карельская и сондольская.

Кайручейская свита мощностью 15 м сложена оолитово-конгломератовидными светло-серыми и серыми известняками, окремненными и частью доломитизированными, которым на отдельных участках подчинена в основании разреза маломощная пачка терригенных пород. Нижняя терригенная пачка свиты мощностью до 5 м сложена фиолетовыми и красными глинами с обломками известняков. Верхняя карбонатная пачка имеет мощность от 5 до 10 м. Слагающие ее конгломератовидные известняки состоят из глинистых и карбонатных галек размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, погруженных в тонкозернистую карбонатную массу. Оолитовые разности состоят из оолитов размерами 2—3 мм. Из фауны в известняках найдены брахиоподы, гастроподы, пелециподы и фораминиферы. Из них определены: *Pseudostaffella conspicua* Raus., *P. ozawai* Lee et Chen,

P. sphaeroidea Ehrenb. em Moell., *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. cf. priscus* Eichw.

Лучшие разрезы этой свиты наблюдаются по Кайручью, впадающему в р. Андому у с. Мальян, по р. Поржинке (оз. Кенозеро) и по р. Колоде в урочище Печки.

Карельская свита мощностью до 15 м сложена желтоватыми и светло-серыми, почти белыми, обломочно-органогенными известняками, переслаивающимися с доломитизированными известняками некристаллического сложения. Последние имеют подчиненное значение. Свита содержит богатую фауну. Отсюда определены: *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb. em Moell., *Ozawainella angulata* Col., *Fusulina cf. ozawai* Raus. et Bel., *Enteleles lamarcki* Fisch., *Chonetes carboniferus* Keys., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *D. fossa* V. Barchat. nom. nud., *D. kovjaensis* V. Barchat. nom. nud., *D. volgensis* Stuck., *Urushtenia pseudomedusa* Jakov., *Echinoconchus neopunctatus* Lich., *Marginifera timanensis* Lich., *Neospirifer tegulatus* Trd., *Brachythyrina strangwaisi* Vern., *Choristites mosquensis* Fisch., *Ch. sowerbyi* Fisch., *Archaeocidaris rossicus* Buch., *Poteriocrinus* sp., *Aplisinofibria cf. carbonicola* Bolch., *Murchisonia fischeri* Stuck., *Conocardium cf. uralicum* Vern., *Geinitzella crassa* Lonsd.

Лучшие разрезы этой свиты наблюдаются в выемке Ново-Мариинского канала у сел. Ново-Петровского и Александровского, по р. Онеге у д. Карельской и по Кайручью (р. Андома у с. Мальян).

Сондольская свита мощностью до 20 м сложена доломитизированными известняками и доломитами мелкокристаллического или афанитового сложения, желтоватой окраски. Комплекс фауны свиты близок по составу комплексу фауны карельской свиты, но отличается своей сохранностью, а именно все раковины брахиопод представлены двустворчатými экземплярами, но сохранившимися только в виде ядер. Ядра хориститов и продуктид образуют скопления типа банок. Лучшие разрезы этой свиты наблюдаются на р. Онеге у деревень Быковской и Присленихи, по р. Чурьеге, ниже с. Щелье и в нижнем течении р. Большой Сондолы.

Верхний горизонт, на свиты не подразделяющийся, представлен комплексом обломочно-органогенных светлых, почти белых известняков и подчиненных им тонкокристаллических доломитов мощностью до 10—12 м. Ранее они выделялись под названием зиновской свиты (Бархатова, 1934, 1941, 1953 гг.). Отложения этого подразделения содержат большое количество фауны брахиопод и фораминифер. Из них наиболее характерными являются: *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. schwagerinoides* Deprat., *F. bocki* Moell., *Wedekindellina* ex gr. *uralica* Dutk., *Marginifera timanensis* Lich., *Krotovia onegaensis* V. Barchat. nom. nud., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *D. donetzius* Lich., *Avonia echidniformis* Chao, *Brachythyrina strangwaisi* Vern., *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. laticostateformis* Mil., *Ch. jigulensis* Stuck., *Ch. onegaensis* V. Barchat. nom. nud., *Ch. sondolensis* V. Barchat. nom. nud.

Для отложений верхнего горизонта чрезвычайно характерно массовое развитие толсторебристых хориститов в совокупности с многочисленными фузулинеллами и редкими ведекинделинами. Они хорошо обнажены по р. Онеге от с. Мухина Гора до р. Семеновской, по р. Чурьеге ниже д. Михалевой и по р. Моше у д. Зиновой.

Разрез московского яруса, очень близкий составленному по естественным выходам, вскрыт скважинами: Каргопольской, Ошевенской, Коневской, Воробьевской, Марковской и Няндомской. В составе его,

однако, выделяются только горизонты, более основательно фаунистически охарактеризованные лишь в Няндомской скважине. Здесь мощность московских отложений, залегающих в интервале 305,25—251,8 м, составляет около 54 м.

Средний горизонт имеет мощность 34 м. В основании залегает пачка (около 5 м мощностью) окремненных доломитизированных известняков, обогащенных зернами кварца. Остальная часть разреза сложена обломочно-органогенными известняками и известняками доломитизированными светло-серого, почти белого, цвета. Отсюда определены: *Fusiella* sp., *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb. em Moell., *Ozawainella angulata* Col., *Marginifera timanensis* Lich., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *Echinoconchus neopunctatus* Mart., *Avonia echidniformis* Cha o, *Brachythyrina strangwaisi* Vern., *Choristites sowerbyi* Fisch.

Верхний горизонт представлен преимущественно светло-серыми известняками общей мощностью около 20 м. Из фауны в нем найдены: *Fusiella* cf. *typica* Lee et Chen, *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella* cf. *schwagerinoides* Dep rat., *Fusulina* ex gr. *cylindrica* Fisch., *F. elegans* Raus. et Bel., *Marginifera timanensis* Lich., *Brachythyrina strangwaisi* Vern.

На восточной окраине Онегорецкой площади отложения московского яруса полностью вскрыты Каменноприлукской и частично Березниковской скважинами.

Каменноприлукской скважиной московские отложения мощностью около 60 м вскрыты в интервале 682,56—623,43 м. Они представлены комплексом обломочно-органогенных и мелкозернистых известняков, в значительной степени доломитизированных. Доломитизацией сильно разрушены содержащиеся в породах органические остатки. В связи с этим подразделение яруса на горизонты здесь может быть произведено только приблизительно.

Средний горизонт имеет мощность 40 м. Разрез его представлен обломочно-органогенными и мелкозернистыми известняками, сильно доломитизированными, серой и буроватой окраски, которые прослоями (в основании разреза) имеют брекчиевидно-конгломератовидное сложение.

Отсюда определены: *Ozawainella mosquensis* Raus., *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Chonetes carboniferus* Keys., *Dictyoclostus* ex gr. *donetzius* Lich., *Brachythyrina strangwaisi* Vern., *Choristites sowerbyi* Fisch., *Neophricothyris asiatica* Cha o.

Верхний горизонт мощностью 20—25 м сложен обломочно-органогенными известняками и доломитами буроватой окраски в которых найдены: *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella* aff. *subpulchra* Putr., *Fusulina quasicylindrica* Lee, *Neospirifer tegulatus* Trd., *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. trautscholdi* Stuck.

В Березниковской скважине отложения московского яруса вскрыты с глубины 354 м и до забоя на глубине 390,7 м. Их вскрытая мощность, таким образом, примерно равна 37 м.

Они представлены обломочно-органогенными и в разной степени доломитизированными мелкозернистыми известняками, которым подчинены доломиты желтоватой, почти белой, окраски, в которых определены: *Pseudostaffella* ex gr. *sphaeroidea* Ehrenb. em Moell., *P. parasphaeroidea* Lee et Chen, *Chonetes carboniferus* Keys., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *Echinoconchus* sp., *Choristites* ex gr. *sowerbyi* Fisch. Судя по мощности, можно полагать, что здесь вскрыт весь верхний горизонт и часть среднего.

Мощность отложений московского яруса, представленного теми же двумя горизонтами, значительно возрастает на южной периферии Онегорской площади, где они вскрыты Белозерской, Коношской и Занаволочской скважинами.

Наиболее мощный разрез московских отложений (до 100 м) установлен Занаволочской скважиной, вскрывшей их в интервале 781,92—681,71 м.

Средний горизонт имеет мощность около 60 м. Разрез его представлен обломочно-органогенными известняками, обладающими в основании свиты брекчиевидного-оолитовым сложением, в которых найдены: *Fusiella paradoxa* Lee et Chen, *F. typica* Lee et Chen, *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen, *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Fusulina cylindrica* Raus., *F. elegans* Raus., *F. samarica* Raus., *Chonetes carboniferus* Kays., *Marginifera timanensis* Lich., *Brachythyrina strangwaisi* Vern., *Choristites laticostateformis* Mil., *Ch. sowerbyi* Fisch., *Neophricosothyris asiatica* Chaо.

Верхний горизонт мощностью около 40 м сложен фораминиферовыми обломочно-органогенными известняками светло-серой и желтоватой окраски и подчиненными им мелкокристаллическими буровато-серыми доломитами. Отсюда определены: *Fusiella* ex gr. *typica* Lee et Chen, *Ozawainella angulata* Col., *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Fusulinella bocki* Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen., *F. subpulchra* Putr., *F. pulchra* Raus. et Bel., *F. schwagerinoides* Deprat, *Fusulina* ex gr. *cylindrica* Fisch., *Chonetes carboniferus* Keys., *Dictyoclostus donetziensis* Lich., *Brachythyrina strangwaisi* Vern.

Как будет ясно из дальнейшего, описанный разрез московских отложений Занаволочской скважины очень близок к разрезу синхроничных отложений Яренской скважины. По-видимому, со второй половины московской эпохи Сухонский участок Онегорской площади по условиям накопления осадков становится близок к Вычегодской площади; возможно, что со второй половины среднего карбона его следует рассматривать как западное продолжение Вычегодской площади.

В Коношской скважине к московскому ярусу относится комплекс отложений до 82 м мощностью, вскрытых в интервале 442—360 м.

Средний горизонт имеет здесь мощность около 54 м. В основании разреза залегает пачка мощностью до 10 м известняков конгломератовидного сложения. Остальная часть его представлена обломочно-органогенными известняками и вторичными доломитами светло-серой и желтоватой окраски, в которых найдены: *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen, *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb. em. Moell., *P. parasphaeroidea* Lee et Chen, *Ozawainella* cf. *lorenteyi* Sosn., *Profusulinella* cf. *librovitchi* Dutk., *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *Hemifusulina* cf. *communis* Raus., *Chonetes carboniferus* Keys., *Choristites sowerbyi* Fisch.

Верхний горизонт мощностью около 28 м более беден фауной из-за сильно развитой доломитизации пород. Здесь найдены: *Profusulinella librovitchi* var. *persaverata* Saf., *Fusulinella rara* Schlyk., *Fusulina* ex gr. *cylindrica* Fisch., *F. quasifusulinoides* Raus., *Choristites* cf. *trautscholdi* Stuck.

В Белозерской скважине разрез московского яруса, очень близкий к Коношскому, вскрыт в интервале 130—200 м. В строении его принимают участие преимущественно карбонатные породы — различные известняки и доломиты общей мощностью около 70 м. Известняки содержат фауну брахиопод, мшанок и фораминифер. Из них определялись только брахиоподы (В. П. Бархатова, 1938 г.). Брахиоподы представлены богатым, но однообразным комплексом, не допускающим

точного выделения горизонтов. Они могут быть намечены только приблизительно. Принимая во внимание, что на Онегонецкой площади среднему горизонту свойственно развитие рифовых известняков в разрезе Белозерской скважины, к нему можно отнести комплекс карбонатных пород мощностью около 50 м, в основании которых залегает десятиметровая пачка оолитово-конгломератовидных серых известняков, подстилающихся слоем красной песчаной глины. Выше залегают известняки, частью рифовые — мшанководорослевые, из которых определены: *Enteletes lamarcki* Fisch., *Chonetes carboniferus* Keys., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *Brachythyridina strangwaisi* Vern., *Choristites sowerbyi* Fisch.

Мощность верхнего горизонта, по-видимому, не превышает 20 м. Разрез его сложен светло-серыми обломочно-органогенными известняками и мелкокристаллическими доломитами. Кверху породы обогащаются терригенным глинистым материалом и приобретают пеструю окраску. Из фауны определены: *Marginifera timanensis* Lich., *Avonia echidniformis* Chaо., *Brachythyridina strangwaisi* Vern., *Choristites trautscholdi* Stuck.

В заключение рассмотрения среднего карбона Онежской площади следует остановиться на особенностях его развития в нижнем течении р. Онеги. Здесь в составе его выделяются две свиты: нижняя — терригенная и верхняя — карбонатная (А. Г. Кондияйн, 1951 г.).

Терригенная свита получившая название товальской, имеет мощность около 12—14 м. Она сложена глинами и мергелями зеленовато-голубой и красной окраски, в которых у кровли свиты найден *Choristites* ex gr. *sowerbyi* Fisch.

Онежская свита, как называется карбонатная часть разреза, мощностью около 40 м залегает на товальской свите со следами размыва. Она сложена обломочно-органогенными известняками, в той или иной степени доломитизированными, желтоватого и светло-серого цвета, с фауной *Chonetes carboniferus* Keys., *Marginifera timanensis* Lich., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch.* ex gr. *trautscholdi* Stuck. и др.

По составу фауны надо полагать, что онежская и товальская свиты относятся к верхней половине московского яруса. Выделение горизонтов, по имеющимся материалам, здесь не представляется возможным.

Пинежская площадь. На Пинежской площади отложения московского яруса залегают трансгрессивно на терригенных образованиях кембрийского возраста. Сверху они без резкой границы покрываются отложениями верхнего карбона.

Контакт отложений московского яруса с подстилающими породами можно видеть по р. Северной Двине на участке ее течения от устья р. Пинеги до р. Варды, по рекам Малой и Большой Юре и на ручье Брусовом.

Во всех перечисленных пунктах карбонатные отложения с фауной московского яруса налегают на терригенные красноцветные породы, возраст которых до настоящего времени не может считаться окончательно установленным¹.

В пределах рассматриваемой площади отложения московского яруса представлены комплексом существенно карбонатных пород, общая мощность которых не превышает 40 м. Полный разрез этих отложений вскрыт только в естественных обнажениях в нижнем течении р. Северной Двины на участке от устья р. Пинеги до д. Горличев-

¹ В предлагаемом очерке допускается их додевонское происхождение.

ской, а по р. Пинеге от урочища Печки вверх по течению почти до д. Паленги.

Здесь в составе разреза выделяются средний и верхний горизонты. Средний горизонт мощностью около 22 м распадается на четыре пачки.

Первая пачка (снизу) мощностью 4 м представлена весьма своеобразной породой, состоящей из ячеисто-спутанноволокнистого доломитового скелета и известково-доломитового песчаника пестрой окраски, слагающего его основную массу. Фауна в ней не найдена. Пачка обнажена по р. Северной Двине между устьями рек Пинеге и Варды. Она залегает непосредственно на указанных выше красноцветах проблематического возраста.

Вторая пачка мощностью около 10 м сложена массивными выщелоченными тонкокристаллическими или афанитовыми доломитами желтовато-серой окраски, представляющими собой измененный вторичными процессами коралловый риф. Пачка обнажена на р. Пинеге в 2 км от ее устья в урочище Печки.

Третья пачка мощностью около 4 м сложена обломочно-органогенными светло-серыми и желтоватыми известняками, которые прослоями доломитизированы.

Во второй и третьей пачках горизонта имеется богатая фауна такого состава: *Fusiella typica* Lee et Chen, *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen, *Fusulinella vozghalensis* Saf., *F. paracolianae* Saf., *F. colaniae* Lee et Chen, *Fusulina elegans* Raus., *Bothrophyllum conicum* Trd., *B. pseudonicum* Dobr., *Lithostrotionella* ex gr. *stilaxis* Trd., em. Dobr., *Chaetetes radians* Fisch., *Marginifera timanensis* Lich., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *Dictyoclostus* ex gr. *donetzius* Lich., *Neospirifer tegulatus* Trd., *Brachythyryna strangwaisi* Vern., *Choristites mosquensis* Fisch., *Ch. sowerbyi* Fisch.

Четвертая пачка мощностью около 2,5 м представляет собой массивный рифово-водорослевый известняк, содержащий, кроме колоний известковых водорослей, раковины брахиопод и фораминифер. Отложения этого горизонта обнажены по р. Пинеге от урочища Печки до с. Рожево и по р. Северной Двине от устья р. Пинеге до д. Паниловой.

Верхний горизонт имеет мощность около 18 м. Он подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка мощностью 17 м сложена обломочно-органогенными, частью доломитизированными известняками желтовато-серой, почти белой, окраски, которым подчинены прослои мелкокристаллических и афанитовых доломитов. В известняках содержится обильная брахиоподово-фораминиферная фауна.

Верхняя пачка мощностью 2,5—3,9 м представляет собой комплекс глинистых известняков, ограниченных снизу и сверху прослоями брекчиевидно-конгломератовидного известняка.

В целом для отложений горизонта характерна фауна: *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb. em Moell., *Ozawainella angulata* Col., *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. bocki* Moell., *Fusulina* aff. *pancoensis* Lee, *Enteletes lamarchi* Fisch., *Avonia echidniformis* Chao, *Marginifera timanensis* Lich., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan., *Dictyoclostus* aff. *donetzius* Lich., *Neospirifer tegulatus* Trd., *Brachythyryna strangwaisi* Vern., *Choristites sowerbyi* Fisch., *Choristites* cf. *globulosiformis* Ivan., *Ch. trautscholdi* Stuck., *Ch. jigulensis* Stuck., *Levicamera pseudosella* Step.

Отложения эти хорошо обнажены по р. Пинеге, начиная от урочища Печки вверх по течению до р. Пинеге и по р. Северной Двине между деревнями Панилово и Горличевской. Отдельные части разреза московского яруса на Пинежской площади вскрыты естествен-

ными обнажениями на участке, расположенном между Зимним берегом Белого моря и р. Пинегой. Сюда относятся выходы, отмеченные Я. Д. Зеккелем (1939 г.) в нижнем течении р. Мегры: в бассейне р. Пацуги, по рекам Светлой и Падуну, и на берегу оз. Верхнее Пацозеро. Они представлены доломитами и доломитизированными известняками желтоватой окраски, содержащими хориститы. Установить их принадлежность к определенному горизонту не представляется возможным.

Самые верхи разреза московского яруса мощностью около 5 м вскрыты Малоручейской скважиной, пробуренной на том же участке в бассейне р. Сояны (с глубины 194,88 м).

На юго-западной окраине Пинежской площади отложения московского яруса обнаружены Шошельской и Тундринской скважинами.

В Шошельской скважине к московскому ярусу относятся обломочно-органогенные известняки, частью доломитизированные, желтовато-серой окраски, мощностью около 31 м, вскрытые в интервале 569,98—601,31 м. Известняки содержат большое количество тонко- и толсторебристых хористит, а также фораминиферы. Состав фауны позволяет заключить о присутствии в разрезе Шошельской скважины среднего и верхнего горизонтов московского яруса, однако он является недостаточным для установления между ними точной границы.

Тундринская скважина пробурена на ст. Тундра Северной железной дороги. Под четвертичными отложениями ею вскрыт довольно полный разрез московского яруса, представленного карбонатными породами, и значительная часть разреза подстилающих его терригенных образований. До недавнего времени последние также относились к среднему карбону (Э. А. Кальберг, 1940, 1939 гг.).

К московскому ярусу, насколько позволяет судить весьма дефектный керновый материал, предположительно относится часть разреза, залегающая в интервале 8—47 м. В этих пределах мощность московского яруса Тундринской скважины очень близка к установленной для него по естественным выходам рек Северной Двины и Пинеги. Сходство обнаруживается и в составе фауны. Отсюда определены: *Fusiella* cf. *paradoxa* Lee et Chen, *F. typica* Lee et Chen, *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *F.* ex gr. *pulchra* Raus. et Bel., *Fusulina minima* Schellw., *Chonetes carboniferus* Keys., *Choristites sowerbyi* Fisch. и др.

Большое количество и разнообразие *Fusulinella* наряду с *Choristites sowerbyi* Fisch. и фузиеллами позволяет утверждать, что в разрезе скважин присутствуют не только средний, но и верхний горизонты.

Верхний отдел

Верхний карбон отличается полным и непрерывным развитием в пределах рассматриваемой области. Он представлен морскими преимущественно карбонатными отложениями, общая мощность которых колеблется от 90 до 160 м.

В полосе развития верхнего карбона вдоль западной периферии области, на отдельных участках Онегорецкой и Пинежской площадей, наиболее приближенных к Балтийскому шиту, на рубеже средне- и верхнекарбонных эпох имели место кратковременные подвижки уровня бассейна. Здесь граница между отделами маркируется слоем брекчиевидно-конгломератовидного известняка, содержащего окатанную фауну из подстилающих отложений московского яруса.

На остальной территории образования верхнего карбона залегают на среднем карбоне без следов перерыва. Переход от одних отложе-

ний к другим не сопровождается даже изменением состава пород. В этих случаях нижняя граница верхнего карбона устанавливается палеонтологическим путем. Она проводится в подошве толщи отложений, охарактеризованных брахиоподами, в составе которых преобладают формы прогрессивные, получающие развитие в вышележащих отложениях, и фораминиферами, относящимися к родам протритицитес, псевдотритицитес и обсолетес, которые развиваются среди фузиелл, фузулинелл и фузулин, процветавших уже в эпоху среднего карбона.

Верхняя граница верхнего карбона определяется с большим трудом. Эта граница, установленная на Тимане в морских отложениях, содержащих там богатую фауну, принята по кровле толщи, охарактеризованной массовым скоплением ранних швагерии в сочевании с хориститами самарского типа (Бархатова, 1941 г., 1947 г., 1948 г.), выше которой располагается пачка отложений с первыми *Spiriferella* ex gr. *saranae* Verh.

Трудность проведения этой границы в рассматриваемой области связана с ее положением внутри комплекса литологически однообразных пород, бедных органическими остатками. Скопление раковин первых швагерии у кровли верхнего карбона обнаружено только в естественных обнажениях. Здесь они, однако, не сопровождаются фауной брахиопод. Скважинами (за исключением Кельтминской) присутствия швагерии в разрезе верхнего карбона обнаружено не было, поэтому практически для определения в скважинах кровли верхнего карбона используются два признака. Во-первых, наличие *Pseudofusulina krotowi* Schellw., верхний предел массового распространения которой совпадает с границей карбона и перми. Во-вторых, нахождение стяжений кремня (серого цвета), обильное образование которых, исходя из наблюдений по обнажениям, происходит на рассматриваемой территории в самые последние моменты жизни карбонового моря.

В составе верхнего карбона повсюду хорошо выделяются оба яруса: гжельский и оренбургский¹.

Разрез верхнего карбона на всей рассматриваемой площади представлен существенно карбонатными породами. В нижней половине разреза преобладают известняки, сравнительно чистые по химическому составу, обломочно-органогенные или тонкозернистые, содержащие богатую фауну фораминифер, мшанок, кораллов и брахиопод.

Остальная часть разреза сложена преимущественно доломитизированными известняками и доломитами, сильно перекристаллизованными, которые охарактеризованы сравнительно бедной фауной главным образом фораминифер, к тому же в значительной мере разрушенной вторичными процессами.

В составе фауны в верхней половине разреза преобладают фораминиферы и брахиоподы.

Гжельский ярус

Отложения этого яруса имеют в пределах рассматриваемой территории повсеместное распространение и хорошо выделяются в большинстве разрезов. Они отличаются, как правило, от залегающих выше образований оренбургского яруса не только палеонтологически, но и по составу пород, будучи представлены по преимуществу богатыми фауной, относительно слабо доломитизированными известняками, которым подчинены пропластки глин и мергелей. Породы яруса отличаются светлой, почти белой, слабо-желтоватой, розоватой и сиреневой окраской, реже встречаются пятнистые, пестрые, зеленовато-фиолетовые

¹ См. очерк по карбону Тимана.

породы. Фауна отложений яруса богата и разнообразна. В составе ее имеются фораминиферы, кораллы, мшанки, брахиоподы, иглокожие, пелециподы и гастроподы. Мощность отложений яруса меняется от 45 до 80 м.

В составе яруса по комплексу фораминифер выделяются два горизонта. Нижний из них — чурьегский отличается появлением протритицитов, псевдотритицитов и обсолетесов, развивающихся на фоне перешедших сюда из отложений среднего карбона фузулинелл и фузулин. Мощность отложений этого горизонта, достигая иногда 25 м, обычно не превышает 15—20 м. Верхний горизонт — акуловский характеризуется появлением квазифузулин и комплекса нескладчатых тритицитов, относящихся к группе *Triticites montiparus* Moell., *Tr. sinuosus* Ros., *Tr. arcticus* Schellw., *Tr. umbonoplicatus* Raus. et Bel. Мощность отложений этого подразделения, достигает в отдельных случаях 50—55 м, но обычно составляет 25—35 м.

Притиманская площадь. В пределах Притиманской площади отложения гжельского яруса без резкой границы сменяют отложения среднего карбона. Кверху они постепенно переходят в образования оренбургского яруса. В строении разреза яруса участвуют исключительно карбонатные породы, вскрытые на Притиманской площади Кельтминской и Аныбскими скважинами.

Наиболее изученным является разрез Кельтминской скважины, в составе которого к этому подразделению относится комплекс отложений мощностью 45—50 м, вскрытый в интервале 377—327 м. Они представляют собой толщу однообразных сильнодоломитизированных и огипсованных известняков буровато-серой окраски, бедных вследствие этого фауной, поэтому выделение горизонтов возможно только в условных границах.

Чурьегский горизонт мощностью 10—15 м содержит фауну такого состава: *Protriticites pseudomontiparus* Putr., *Pr. aff. globulus* Putr., *Pr. ovatus* Putr.

Акуловский горизонт имеет мощность 30—35 м, отсюда найдены: *Pseudoendothyra* ex gr. *preobrajenskyi* Dutk., *Triticites arcticus* Schellw., *Tr. paraarcticus* Raus., *Tr. subobsoletus* Ozawa, *Tr. aff. volgensis* Raus.

В разрезе Аныбских скважин отложения рассматриваемого подразделения отличаются сильной загипсованностью и бедной фауной, в составе которой преобладают псевдоэндотира, псевдоштаффеллы и шубертеллы. Здесь нижняя и верхняя границы гжельского яруса могут быть намечены только условно на глубинах 830 и 780 м (скв. 2). Выделение же горизонтов совершенно невозможно.

Вычегодская площадь. На Вычегодской площади отложения гжельского яруса вскрыты Яренской и Котласской скважинами. Такой же тип разреза этого подразделения установлен и в Занаволочской скважине, в связи с чем она рассматривается совместно с перечисленными скважинами и делается заключение об общности условий накопления осадков в эпоху верхнего карбона на Вычегодской площади и юго-востоке Онежской.

Гжельский ярус на Вычегодской площади (в таком ее расширенном понимании), представлен карбонатными породами, мощность которых меняется от 60 до 80 м. Граница их как с подстилающими, так и с покрывающими отложениями нерезкая. В разрезе Яренской скважины отложения гжельского яруса вскрыты в интервале 1102—1022 м. В строении разреза выделяются оба горизонта, выраженные преимущественно обломочно-органогенными и мелкозернистыми доломитизированными известняками светло-серой окраски.

Нижний горизонт имеет мощность около 25 м. Он характеризуется следующим комплексом фауны: *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *Protriticites pseudomontiparus* Putr., *Levicamera pseudosella* Step., *Dictyoclostus* cf. *donetzianus* Lich. Наряду с фораминиферами содержится много водорослей типа березелл.

Акуловский горизонт около 55 м мощностью содержит следующую фауну: *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. usvae* Dutk., *Protriticites* cf. *pseudomontiparus* Putr., *Triticites montiparus* Moell., *Tr. montiparus* var. *mesopachys* Ros., *Tr. umbonoplicatus* Raus., *T. stuckenbergi* Raus.

Почти тождественный разрез верхнего карбона установлен Занаволочской скважиной. Здесь гжельский ярус представлен доломитизированными известняками, вскрытыми в интервале 682—600 м.

Чурьегский горизонт мощностью около 25 м содержит такую фауну: *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. usvae* Dutk., *F. schwagerinoides* Derpat, *F. pseudobocki* Lee et Chen, *Ozawainella angulata* Col., *Marginifera capaciformis* Lich., *Dictyoclostus moelleri* Stuck., *Neophricodothyris asiatica* Chaо.

Акуловский горизонт мощностью 54 м характеризуется присутствием среди известняков вблизи кровли тонких прослоев гипса. Из фауны в нем найдены: *Quasifusulina* cf. *longissima* Moell., *Triticites montiparus* Moell., *Tr. irregularis* Schellw.-Staff., *Tr. simplex* Schellw., *Tr. arcticus* Schellw., *Chonetes zilimi* Step., *Marginifera capaciformis* Lich., *Linoproductus* ex gr. *cora* Orb.

Менее мощный разрез гжельского яруса установлен Котласской скважиной. К нему относятся породы, вскрытые в интервале 974—915 м.

Нижний горизонт мощностью около 14 м сложен обломочно-органогенными известняками светло-серой окраски, с прослоями мелкозернистых доломитов. Он характеризуется присутствием *Ozawainella angulata* Col., *Fusiella lancetiformis* Putr., *Obsoletes obsoletes* Schellw.

Верхний горизонт представлен переслаиванием обломочно-органогенных известняков светло-серой окраски и зернистых буровато-серых доломитов, около 45 м мощностью, содержащих фауну: *Quasifusulina longissima* Moell., *Triticites volgensis* Raus., *T. stuckenbergi* Raus., *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Brachythyrina rectangula* Kut., *Choristites trautscholdi* Stuck.

Онегорецкая площадь. Разрез гжельского яруса Онегорецкой площади по сравнению с уже рассмотренными разрезами отличается несколько меньшей мощностью, которая составляет 40—45 м.

В строении разреза гжельского яруса здесь наряду с фораминиферовыми фациями, имеющими преимущественное распространение в синхроничных отложениях уже рассмотренных площадей, большое участие принимают фации брахиоподовые и кораллово-мшанковые. Другой особенностью этого разреза является наличие прослоев глин и мергелей и присутствие распыленного терригенного материала в обломочно-органогенных известняках. Наконец, на большей части Онегорецкой площади наблюдаются следы размыва на границе отложений гжельского яруса с образованиями среднего карбона. Эти размывы, однако, отличаются очень небольшой амплитудой, так как повсюду в основании разреза прослеживается присутствие чурьегского (нижнего) горизонта гжельского яруса, залегающего на верхнем горизонте московского яруса.

Полный разрез гжельского яруса обнажается в центральной части площади по р. Онеге, а части его по рекам Чурьеге, Чучексе, Осиновке и Моше. Кроме того, здесь отложения этого яруса вскрыты скважинами: Каргопольской, Няндомской, Пуксинской и др.

На южной окраине Онегорской площади отложения гжельского яруса установлены Белозерской и Коношской скважинами, а на восточной — Каменноприлукской и Березниковской.

Наиболее детально изучен и наиболее полно фаунистически охарактеризован разрез гжельского яруса, известный по обнажениям в бассейне р. Онеги (В. П. Бархатова, 1934—1941 гг.).

Чурьегский горизонт (выделявшийся ранее под названием чурьегской свиты) имеет мощность около 15 м. В основании его залегает слой брекчиевидно-конгломератовидного известняка мощностью до 0,5 м. Этот известняк состоит из обломков нижележащих пород московского яруса, содержащих окатанные раковины хориститов, которые сцементированы глинисто-карбонатным веществом. Весь остальной разрез горизонта сложен тонкозернистыми известняками розовой, сиреневой и желтовато-серой окраски, которым подчинены тонкие прослой зеленовато-серых известняков-ракушняка. Последние местами почти нацело состоят из ядер гастропод, скрепленных крупнодетритусовым материалом. Кровлей горизонта является прослой доломитизированного известняка, пронизанного вертикально идущими ходами. Они являются, по-видимому, следами жизнедеятельности червей. Фауна горизонта, очень богатая индивидуумами, по групповому составу сравнительно однообразна.

Здесь найдены фораминиферы, брахиоподы (только одни продуктиды) и гастроподы. Из них определены: *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *Obsoletes obsoletes* Schellw., *Protriticites ovatus* Putr., *Buxtonia subpunctata* Nik., *Marginifera capaciformis* Lich., *Linoproduktus cora* Orb. (ряд варьететов), *Dictyolostus donetzianus* Lich. (ряд варьететов), *Teguliferina rossica* Ivan. и др. Продуктиды часто представлены двустворчатými экземплярами, захороненными в прижизненном положении.

Лучшие разрезы этого горизонта наблюдались по р. Онеге на участке от д. Никифоровской до д. Семеновской, по р. Чурьеге у сел Гарь и Низ, по рекам Осиновке и Мяндове.

Акуловский горизонт (ранее акуловская свита В. П. Бархатовой) мощностью 28—30 м сложен обломочно-органогенными светлыми, почти белыми, известняками со значительной примесью терригенного материала, переслаивающимися с мелкозернистыми глинистыми пестроокрашенными доломитами, мергелями и глинами. Поверхности напластования известняков сглаженные, со следами прирастающих организмов, или гребенчато-неровные от волноприбойных знаков. В отложениях горизонта найдена довольно обильная и разнообразная фауна брахиопод, как правило, состоящая из раковин, сильно деформированных и разрозненных на створки морским волнением. Кроме брахиопод, встречаются фораминиферы, мшанки и кораллы. Отсюда определены: *Quasifusulina longissima* Moell., *Triticites montiparus* Moell., *Tr. irregularis* var. *anulifera* Raus., *Tr. arcticus* Schellw., *Tr. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Archaeocidaris rossicus* Ivan., *Eteletes lamarcki* Fisch., *Buxtonia subpunctata* Nik., *Echinoconchus neopunctatus* Lich., *Dictyoclostus donetzianus* Lich. (ряд варьететов), *Avonia akulovensis* V. Varchat. nom. nud., *Marginifera capaciformis* Lich., *Teguliferina rossica* Ivan., *Brachythyryna rectyngula* Kut., *Choristites trautscholdi* Stuck., *Ch. onegaensis* V. Varchat. nom. nud. и др.

Лучшие обнажения акуловского горизонта наблюдались на р. Онеге между селами Евдокимовское и Архангельское.

Чрезвычайно близкие к описанному разрезы гжельского яруса вскрыли Няндомская, Пуксинская, Каргопольская и ряд других скважин.

В Няндомской скважине эти отложения вскрыты в интервале 251,8—205 м, где хорошо обособляются оба горизонта.

Чурьегский горизонт мощностью 18 м сложен тонкозернистыми известняками красноватой и фиолетовой окраски и мелкокристаллическими доломитами, обогащенными у основания горизонта глинистым и песчаным материалом. Отсюда определены: *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. pulchra* var. *mesopachys* Raus. et Bel., *F. pseudoboeki* Lee et Chen, *F. usvae* Dutk., *Buxtonia subpunctata* Nik., *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Marginifera capaciformis* Lich.

Верхний акулловский горизонт около 29 м мощностью представлен обломочно-органогенными известняками, обогащенными глинистым материалом, в которых найдены: *Quasifusulina longissima* Moell., *Triticites montiparus* Moell., *Tr. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Tr. stuckenbergi* Raus., *Echinoconchus neopunctatus* Lich., *Linoproductus* ex gr. *cora* Orb., *Choristites trautscholdi* Stuck. Не претерпевает существенных изменений разрез гжельского яруса и на южной окраине Онегорецкой площади, где он вскрыт Белозерской и Коношской скважинами. Особенно близок к описанному разрез этого яруса в Белозерской скважине, где он вскрыт в интервале 131,8—82 м.

Нижний горизонт мощностью около 20 м сложен тонкозернистыми известняками, содержащими прослой мергелей и обломочно-органогенных известняков. Окраска пород розоватая, сиреневая и зеленоватая. Отсюда определены: *Linoproductus cora* Orb. (ряд варьететов), *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Marginifera capaciformis* Lich.

Верхний горизонт до 30 м мощностью сложен белыми обломочно-органогенными известняками с подчиненными им мергелями и глинами зеленоватой и малиновой окраски, в которых определены: *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Echinoconchus neopunctatus* Lich., *Choristites trautscholdi* Stuck., *Ch. jigulensis* Stuck.

Менее ясен разрез гжельского яруса Коношской скважины, так как он пройден с ничтожным отбором керна. Предположительно к нему отнесен комплекс отложений общей мощностью около 48 м, пройденный в интервале 388—340 м, где вскрыты по преимуществу обломочно-органогенные и мелкозернистые известняки, частью доломитизированные. В них определены: *Choristites trautscholdi* Stuck., *Ch. jigulensis* Stuck.

Близок к описанным разрез гжельского яруса, установленный на восточной периферии Онегорецкой площади Каменноприлукской и Березниковской скважинами. В Каменноприлукской этот ярус вскрыт в интервале 623—575 м.

Чурьегский горизонт мощностью около 20 м сложен в основании разреза розоватыми и сиреневыми обломочно-органогенными известняками, участками обогащенными песчано-глинистым материалом, и буроватыми мелкозернистыми доломитами в верхах его. В известняках найдены: *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella schwagerinoides* Derjat., *F. pseudoboeki* Lee et Chen, *Chonetes zilimi* Step., *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Brachythyris rectangula* Kut., *Brachythyris* cf. *sokolovi* var. *levis* Lich.

Акулловский горизонт около 30 м мощностью представляет собой переслаивание мелкозернистых желтоватых и серых доломитов с доломитизированными обломочно-органогенными известняками светло-серой окраски. Из фауны в них найдены: *Triticites* ex gr. *montiparus* Moell., *Triticites umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Cancrinella* sp., *Echinoconchus sterlitamakensis* Step., *Marginifera timanensis* Lich., *Dielasma* cf. *plica* Kut., *Neophricothyris asiatica* Chaо.

Особенностью разреза гжельского яруса, вскрытого Березниковской скважиной, является присутствие прослоев песчаных известняков. Отложения его выделяются в интервале 354—306 м.

Нижний горизонт сложен глинистыми известняками серой окраски мощностью около 18 м с редкой фауной такого состава: *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. bocki* Moell., *F. usvae* Dutk.

Верхний горизонт около 30 м мощностью представлен обломочно-органогенными светло-серыми известняками, которым подчинены прослойки известковистых песчаников или песчаных известняков, в которых найдены: *Quasifusulina longissima* Moell., *Triticites montiparus* Moell., *Tr. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Tr. arcticus* Schellw., *Tr. schwagerinoides* Raus., *Tr. stuckenbergi* Raus., *Tr. paraarcticus* Raus.

Онегорецкий тип разреза гжельского яруса, как будет ясно из дальнейшего, в общем сохраняется и на всей Пинежской площади. Таким образом, в эпоху верхнего карбона в отличие от эпох нижнего и среднего карбона условия отложения осадков становятся общими на большей части рассматриваемой территории.

Пинежская площадь. Гжельский ярус Пинежской площади представлен преимущественно карбонатными породами, известняками и доломитами мощностью 45—50 м.

На большей части этой площади в основании разреза гжельского яруса не наблюдается отчетливо выраженных следов подвижки уровня бассейна даже той амплитуды, которая установлена для этого интервала разреза на Онегорецкой площади. Только на крайнем северо-западе, в бассейне р. Сояны, на участке, наиболее близко расположенном к области сноса (Балтийскому щиту), нижняя граница этого яруса маркируется пачкой брекчиевидных конгломератовидных известняков.

Отложения гжельского яруса¹ рассматриваемой площади обнажены реками Северной Двиной и Пинегой; кроме того, они вскрыты Шошельской и Малоручейской скважинами.

Нижний, чурьегский горизонт, судя по обнажениям, имеет здесь мощность около 15 м. На р. Северной Двине у с. Горличевского он представлен глинистыми, частью окремненными известняками розоватой и зеленоватой окраски, которые напоминают отложения чурьегской свиты р. Онеги. По р. Пинеге, на участке выше и ниже с. Паленги, этот подъярус выражен светло-серыми доломитизированными мелкозернистыми известняками, содержащими мощные стяжения и целые прослои темного кремня. Отсюда определены: *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. pseudobocki* Lee et Chen, *F. usvae* Dutk., *Echinoconchus neopunctatus* Lich., *Dictyoclostus donetzianus* Lich. (несколько варьететов), *Linoproductus cora* Orb. (несколько варьететов), *Brachythyrina rectangula* Kut., *Chorictites sowerbyi* Fich., *Ch. trautscholi* Stuck., *Ch. jigulensis* Stuck. и др.

Очень близкий к описанному по обнажениям разрез гжельского яруса обнаружен Шошельской скважиной в интервале 570—520 м.

Нижний горизонт. Обломочно-органогенные известняки светло-серого цвета, до 20 м мощностью, в кровле обогащены песчано-глинистым материалом, придающим им пеструю окраску. Отсюда определены: *Ozawainella angulata* Col., *Pseudotriticites* sp. nov., *Fusulinella pulchra* var. *mesopachys* Raus., *Echinoconchus neopunctatus* Lich., *Marginifera capacificiformis* Lich., *Teguliferina* cf. *rossicus* Ivan., *Brachythyrina rectangula* Kut., *Neophricondothyris asiatica* Chao.

¹ Впервые эта часть разреза была описана Я. Т. Богачевым под названием холмского горизонта (1934 г.).

Верхний горизонт. Светло-серые и желтовато-серые обломочно-органогенные известняки, в низах разреза переслаиваются с глинистыми известняками пестрой окраски. Из них определены: *Quasifusulina longissima* var. *eleganta* Schlyk., *Triticites montiparus* Moell., *T. montiparus* var. *kumpani* Putr., *T. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Marginifera capaxiformis* Lich., *Neophrycothyris asiatica* Cha o. Около 30 м.

На крайнем северо-западе Пинежской площади, в бассейне р. Сояны, на участке, наиболее близком к области сноса (Балтийскому щиту), который освещен материалами бурения Малоручейской скважины, отложения описываемого яруса не выделяются. Существование их, однако, можно предполагать, так как комплекс отложений, выделенных здесь в верхний карбон в условных границах, имеет мощность (около 95 м), обычную для отложений всего разреза верхнего карбона, известного по обнажениям. Общая характеристика его будет дана при описании образований оренбургского яруса. Сейчас важно подчеркнуть, что в основании разреза верхнего карбона на известняках с *Choristites sowerbyi* Fisch. здесь залегает 7-метровая пачка доломитов брекчиевидно-конгломератовидного сложения, свидетельствующих о подвижках береговой линии на рубеже средне- и верхнекаменноугольных эпох.

Оренбургский ярус

Отложения этого яруса, так же как и гжельского, имеют сплошное развитие в пределах рассматриваемой территории и в большинстве разрезов выделяются без особого труда. Однако будучи представленными по преимуществу карбонатными породами, в значительной степени измененными вторичными процессами (доломитизацией, выщелачиванием, перекристаллизацией и сульфатизацией), они отличаются сравнительно бедной фауной. Эта в общем немногочисленная фауна главным образом фораминиферо-брахиоподовая по составу, как правило, имеет очень плохую сохранность, часто не допускающую точного определения. Брахиоподы обычно встречаются в виде ядер и отпечатков, а от фораминифер подчас остаются только пустоты. В связи с этим в большинстве разрезов скважин отложения оренбургского яруса на горизонты не подразделяются.

Нижняя граница яруса обычно определяется палеонтологически, по появлению складчатых тритицитов, относящихся к группе *Triticites jigulensis* Raus., и первых псевдофузулин. Кроме того, она подчеркивается сменой относительно чистых по химическому составу, обычно обломочно-органогенных известняков нижнего яруса верхнего карбона желтовато-серыми, часто афанитовыми, доломитизированными породами этого подразделения. Верхняя граница яруса — контакт с пермью, как уже отмечалось выше, устанавливается с большим трудом, так как проходит в толще пород, близких друг к другу по своим литологическим особенностям. Установлено, что последние моменты существования верхнекаменноугольного бассейна здесь сопровождалась мощным скоплением окиси кремния. В разрезах, лишенных фауны, этот признак используется для отбивки границы с пермью. Мощность отложений оренбургского яруса примерно равна отмеченной для отложений нижнего яруса, она колеблется в пределах от 45 до 80 м. В фаунистически насыщенных разрезах оренбургского яруса, обычно составленных по естественным выходам, в составе его определяются два горизонта: нижний — надпорожский и верхний — боросвидский. Критерием для отбивки границы горизонтов служит появление швагерин. Комплекс остальной фауны является для горизонтов общим.

Притиманская площадь. Отложения оренбургского яруса вскрыты на этой площади Кельтминской и Аныбскими скважинами. Наиболее изученным и лучше фаунистически охарактеризованным является разрез Кельтминской скважины.

В этой скважине часть разреза, относящаяся к оренбургскому ярусу, вскрыта в интервале 327—277 м.

Разрез яруса сложен однообразными сильно доломитизированными и описанными известняками буровато-серой окраски, в составе которого не могут быть выделены горизонты вследствие бедности фауной. В целом это подразделение здесь характеризуется следующим комплексом форм: *Triticites plummeri* Dunb. et Cond. r., *Schwagerina fusiformis* Krot., *Pseudofusulina sokensis* Raus., *P. gregaria* Lee, *P. krotowi* Schellw., *P. krotowi* var. *nux* Raus.

Выше залегают обломочно-органогенные известняки, содержащие наряду со швагеринами комплекс псевдофузулин, принадлежащих к группе *Pseudofusulina uralica* Krot., которые относятся уже к нижней перми.

Кельтминская — одна из немногих скважин, в которой граница карбона и перми намечается вполне отчетливо. В пределах Притиманской площади, так же как и на Тимане, начало пермского периода знаменуется морской трансгрессией. На других площадях рассматриваемой территории с этого момента началось обособление бассейна от открытого моря.

Отложения оренбургского яруса, вскрытые Аныбскими скважинами, имеют ту же мощность. Они отличаются от Кельтминских присутствием прослоев галогенных пород (гипсов и ангидритов). Интервал залегания их 780—730 м (скв. 2).

Вычегодская площадь. Полные разрезы оренбургского яруса вычегодского типа вскрыты Яренской, Занаволочской и Котласской скважинами. Кроме того, частично они известны по скважинам Коряжемской и Бобровской. В составе разреза оренбургского яруса здесь преобладают доломитизированные известняки, которым в верхах его подчинены прослой гипса и ангидрита. Общая мощность отложений подразделения меняется от 52 до 82 м.

Граница отложений оренбургского яруса как с подстилающими, так и с покрывающими породами не резкая. Как правило, между ними наблюдается постепенный переход. Интересно отметить, однако, что в Коряжемской скважине, выше образований этого яруса установлено присутствие нормальных морских отложений нижней перми с фораминиферами, относящимися к группе *Pseudofusulina uralica* Krot.

Наиболее хорошо фаунистически охарактеризованным является разрез оренбургского яруса в Яренской скважине. Сюда относится комплекс светло-серых доломитизированных известняков и зеленовато-серых землистых доломитов общей мощностью около 82 м, вскрытых в интервале 1022—940 м. В этих отложениях найдены довольно многочисленные фораминиферы такого состава: *Triticites intermedius* Ros., *Tr. obesus* Beede, *Tr. condens* Ros., *Pseudofusulina sokensis* Raus., *Ps. krotowi* Schellw. (ряд вариантов) и др. Отсутствие в этом комплексе швагерин не дает возможности выделения горизонтов. Не могут быть использованы для этой цели и псевдофузулины, комплекс которых очень близок в обеих половинах разреза.

Очень близкий к описанному разрез оренбургского яруса установлен Занаволочской скважиной, где он представлен комплексом долами-

¹ Нахождение последней в кровле разреза не могло способствовать выделению горизонтов.

тизированных известняков, которым в верхах разреза подчинены прослойки доломитов и ангидритов. Мощность этого подразделения, вскрытого здесь в интервале 602—525 м, составляет около 80 м.

По причине, указанной при описании Яренской скважины, горизонты здесь также не могут быть выделены. В целом отложения яруса характеризуются следующей фауной: *Pseudoendothyra preobrajenskyi* Dutk., *Quasifusulina cayeuxi* Dep rat, *Pseudofusulina* ex gr. *krotowi* Schellw., *Ps. sokensis* R a u s., *Rugosofusulina stabilis* R a u s.

Значительная часть разреза оренбургского яруса вскрыта Бобровской скважиной в интервале от 505 м до забоя на глубине 560 м. Отсюда определены: *Ozawainella angulata* Col., *Pseudofusulina* cf. *krotowi* (Schellw.).

Менее мощны отложения описываемого яруса в разрезе Котласской скважины, где они, немногим превышая 50 м, залегают в интервале 915—863 м. В строении яруса здесь преобладают мелкозернистые доломиты желтовато-серого и зеленовато-серого цвета, в кровле которых имеются многочисленные прослойки серых кремней. Фауна подразделения бедная, не допускающая выделения горизонтов. Отсюда определены: *Triticites magnus* R a u s., *Pseudofusulina intermedia* R a u s. и др., которые приурочены к нижней половине разреза. Более богаты фаунистически отложения оренбургского яруса (верхней его половины), обнаруженные Коряжемской скважиной в интервале 843—871 м. Отсюда определены: *Triticites plummeri* Dunb. et Cond r., *Tr. jigulensis* R a u s., *Tr. kuibyschevi* R a u s., *Tr. truncatus* R a u s., *Rugosofusulina stabilis* R a u s., *Pseudofusulina* aff. *gregaria* L e e, *Ps.* ex gr. *krotowi* Schellw.

Важно отметить, что выше этих доломитов залегают карбонатные породы с *Pseudofusulina* ex gr. *uralica* Krot., нижепермский возраст которых не вызывает сомнений.

Онегорецкая площадь. В центральной части Онегорецкой площади отложения оренбургского яруса хорошо обнажены по р. Онеге, на участке ее течения от истоков до с. Евдокимовского; по речкам, впадающим в оз. Лача, Свида, Тихманге, Ухте, Ковже, а также рекам Волошке и Чучексе, притокам р. Онеги. Здесь же они вскрыты Каргопольской, Няндомской и Пуксинской скважинами.

На южной окраине Онегорецкой площади отложения этого яруса установлены Белозерской и Коношской, а на востоке Каменноприлуцкой и Березниковской скважинами.

Как уже отмечалось, отложения оренбургского яруса по сравнению с гжельским относительно бедны фауной. Количество ее более значительно в разрезе, составленном по естественным обнажениям. Общая мощность достигает 50 м. В составе разреза преобладают в разной степени доломитизированные известняки желтоватой окраски, которые по составу фауны хорошо подразделяются на два горизонта.

Нижний горизонт (надпорожский) мощностью 30—35 м характеризуется следующим комплексом форм: *Triticites plummeri* Dunb. et Cond r., *Tr. jigulensis* R a u s., *Rugosofusulina* ex gr. *stabilis* R a u s., *Pseudofusulina sokensis* R a u s., *Meekella eximia* Eichw., *Avonia echidniformis* Ch a o, *Buxtonia subpunctata* Nik., *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Linoproductus* cf. *cora* Orb., *Choristites trautscholdi* Stuck., *Ch. jigulensis* Stuck., *Chostitella onegaensis* V. Barchat. и др. Разрез его хорошо обнажен по р. Онеге на участке от с. Надпорожье до с. Евдокимовского и по р. Волошке в нижнем течении.

Верхний горизонт — боросвидский — представлен доломитизированными известняками и доломитами, обычно выщелоченными и перекри-

сталлизованными, мощностью 10—15 м¹. В кровле горизонта содержится большое количество стяжений кремня. Отсюда определены: *Schwagerina vulgaris* Scherb., *S. pavlovi* Raus., *S. moelleri* Raus., *Dictyoclostus* cf. *donetzianus* Lich., *Linoproductus* cf. *cora* Orb., *Cancrinella* cf. *koninckiana* Keys., *Bellerophon* sp., *Euphemus* sp. Раковины брахиопод и гастропод встречаются только в виде ядер и отпечатков. Отложения этого горизонта хорошо прослеживаются в бассейне оз. Лача по рекам Свиди (у с. Бор), Ковже (у с. Поповой), Шилде, ручью Междудворному у разъезда того же названия Северной железной дороги и по р. Индоманке в бассейне оз. Белого.

Сходные с описанным разрезы оренбургского яруса вскрыли Няндомяская, Пуксинская и Каргопольская скважины, но они отличаются здесь бедной фауной, не допускающей выделения горизонтов.

В Няндомяской скважине мощность отложений оренбургского яруса составляет 44 м. Отсюда определены: *Pseudoendothyra dagmarae* Dutk., *Triticites plummeri* Dunb. et Cond. r., *Pseudofusulina* cf. *sokensis* Raus. Еще более бедна фауной отложения этого подразделения в группе скважин, пробуренных около ст. Пукса. Здесь мощность их колеблется от 45 до 50 м.

Сильное развитие вторичных процессов привело к уничтожению большей части раковин, так что от организмов остались следы преимущественно в виде ядра, отпечатков и пустот. Особенно многочисленны пустоты от фораминифер. Отсюда удалось определить: *Triticites jigulensis* Raus., *Pseudofusulina* sp., *Chonetes* sp. Подобный Няндомяскому разрез оренбургского яруса вскрыт Каргопольской скважиной. Он не отличается существенно и в разрезах южной окраины Онегорецкой площади, вскрытых Белозерской и Коношской скважинами. Мощность отложений яруса в обоих случаях составляет 45—50 м. Состав разреза: сильнодоломитизированные известняки и доломиты, изобилующие неопределимыми из-за плохой сохранности остатками организмов. Белозерской скважиной они вскрыты в интервале 82—36 м, Коношской — на глубине от 340 до 290 м.

На восточной окраине Онегорецкой площади полные разрезы отложений оренбургского яруса вскрыты Каменноприлуцкой (интервал 573—523 м) и Березниковской скважинами (интервал 306—255 м). Здесь сохраняется уже описанный тип отложений, среди которых преобладают сильнодоломитизированные известняки и доломиты. Особенностью разреза Березниковской скважины является присутствие у кровли карбона прослоев гипса и ангидрита. В нижней его половине в маломощных прослоях обломочно-органогенных известняков найдены: *Triticites plummeri* var. *crassa* Raus., *Tr. plummeri* var. *robusta* Raus., *Tr. plummeri* var. *globosa* Raus., *Tr. jigulensis* Raus., *Rugosofusulina stabilis* Raus., *Pseudofusulina krotowi* Schellw.

Пинежская площадь. Отложения оренбургского яруса на Пинежской площади сохраняют те особенности, которые отмечены для этого подразделения в пределах Онегорецкой площади. Разрез такого типа прослеживается по обнажениям рек Северной Двины и Пинеги². Нижний горизонт здесь представлен преимущественно обломочно-органогенными известняками, с прослоями доломитизированных известняков, мощностью 35—40 м. В них найдены: *Triticites* cf. *beedei* Dunb. et

¹ Ранее боросвидская свита, мощность которой ошибочно оценивалась в 20—25 м (Бархатова, 1934—1941).

² Эта часть разреза выделялась под названием тиньского горизонта (Я. Т. Богачев, 1934 г.).

Cond r., *Tr. cf. contractus* Schellw., *T. jigulensis* Raus., *Pseudofusulina krotowi* Schellw., *P. krotowi* var. *sphaeroidea* Raus., *P. krotowi* var. *globulus* Raus., *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Buxtonia gjeliensis* Ivan., *Choristites trautscholdi* Stuck. Этот горизонт обнажен по р. Пинеге ниже с. Укзеньги и по р. Северной Двине у д. Часовенской.

Верхний горизонт описываемого яруса выражен сильнодоломитизированными желтовато-серыми известняками, в кровле разреза окремненными, мощностью до 15 м. В них найдены: *Triticites volgensis* Raus., *Tr. jigulensis* Raus., *Schwagerina moelleri* Raus. Этот горизонт обнажен только по р. Тиньге в верхних частях склона ее долины и по р. Пинеге у с. Укзеньги.

Близкий к описанному, разрез оренбургского яруса вскрыт Шошельской скважиной в интервале 520—570 м. Здесь он слабее насыщен фауной, вследствие чего на горизонты не подразделяется. Разрез представлен слабодоломитизированными известняками, в которых определены: *Triticites cf. magnus* Ros., *Tr. cf. jigulensis* Raus., *Pseudofusulina cf. krafftii* Schellw., *Ps. schlykovaе* Nag., *Ps. ex gr. krotowi* Schellw., *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Linoproductus ex gr. cora* Orb., *Martinia* sp. ind.

Своеобразный разрез верхнего карбона, а вместе с тем и той части его, которая должна быть отнесена к оренбургскому ярусу, свойствен северо-западной окраине Пинежской площади, т. е. тому участку, который наиболее близок к Балтийскому щиту. Как уже отмечалось выше, здесь разрез этого подразделения представляет собой комплекс известковистых и огипсованных доломитов, переслаивающихся с доломитизированными известняками, гилсами, ангидритами и известковистыми песчаниками; он вскрыт в интервале 299—199 м. Весь комплекс этих отложений охарактеризован невыразительной фауной мелких фораминифер и только на глубине 247—260 м содержит *Triticites ex gr. foraticus* Schellw. и *Pseudofusulina* sp. Вследствие этого приходится ограничиться только общей характеристикой разреза всего яруса, без выделения горизонтов.

В основании его здесь залегает 7-метровая пачка доломитов брекчиевидно-конгломератовидного сложения. Из фауны в них найдены: *Tetrataxis* и *Globivalvulina*. Доломиты подстилаются обломочно-органо-генными известняками с *Choristites ex gr. sowerbyi* Fisch. Выше этих доломитов располагается 30-метровая толща огипсованных более светло окрашенных доломитов с *Tolypammina* и *Globivalvulina*. Они покрываются в свою очередь пачкой около 15 м мощности известковистых доломитов, обогащенных в кровле терригенным материалом. В этой пачке найдены отмеченные ранее *Triticites* и *Pseudofusulina*. Остальная часть разреза сложена сильнодоломитизированными известняками и доломитами буровато-серой окраски, содержащими три пачки гипса мощностью 5,7; 1,15 и 0,7 м. Из фауны в карбонатных породах найдены: *Ammodiscus*, *Globivalvulina*, *Climacammina Pseudoendothyra* и *Dielasma* sp. в виде отпечатков.

В кровле разреза верхнего карбона здесь залегает прослой магnezияльно-известковистого песчаника мощностью 2,6 м. Песчаник состоит из хорошо окатанных, но неотсортированных зерен кварца и сильно разрушенных зерен полевого шпата. В тяжелой фракции песчаника главная роль принадлежит роговой обманке, гранату и рудным минералам.

Выше по разрезу скважины располагается толща рифовых гидридных доломитизированных известняков, совершенно подобных тем, которые залегают в основании разреза нижней перми в бассейне

р. Волонги на западном склоне Северного Тимана¹. Приведенные данные свидетельствуют о правильности отбивки верхней границы карбона в разрезе этой скважины. Они подтверждаются соответствием мощно-

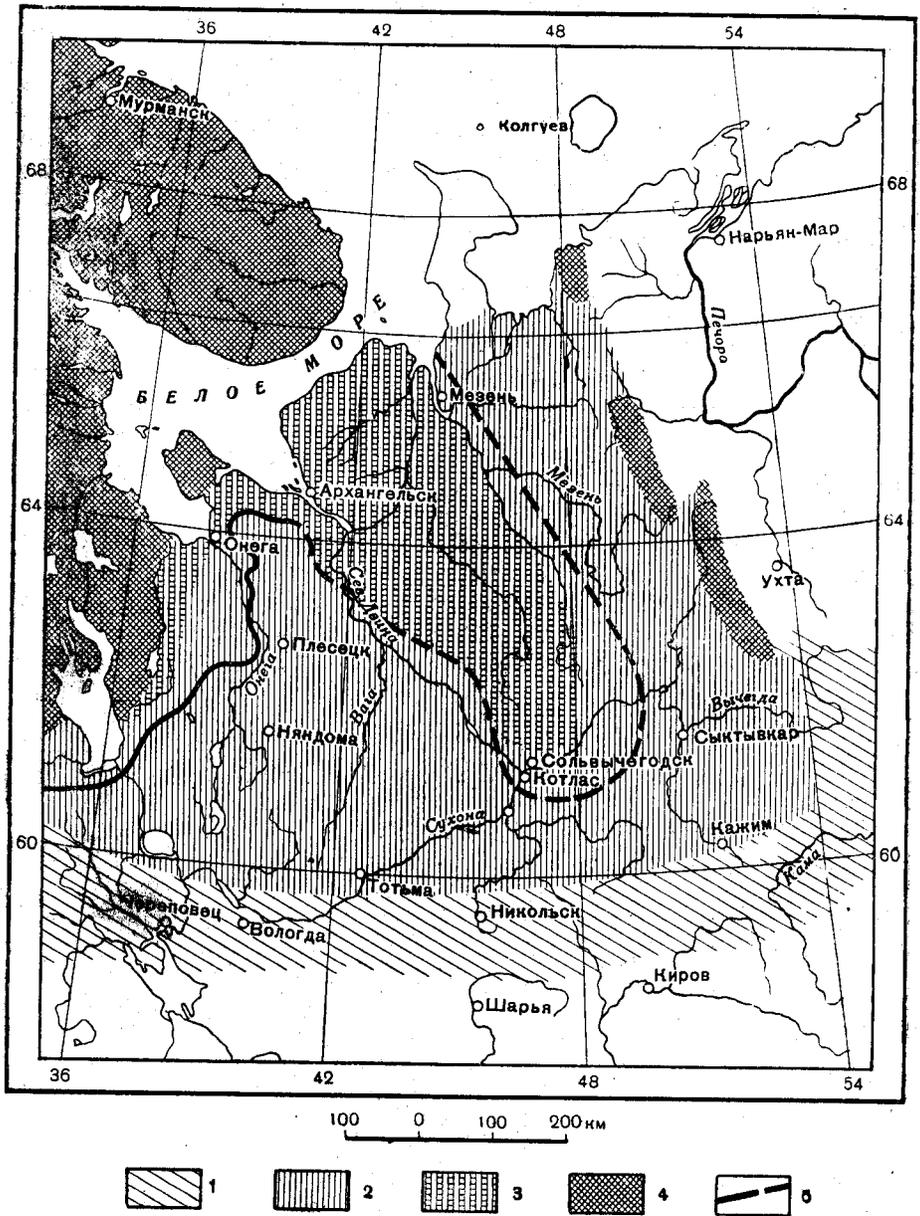


Рис. 52. Схематическая палеогеологическая карта докарбоневой поверхности (по В. П. Бархатовой, 1960 г.)

1 — фаменские отложения 2 — франские отложения; 3 — додевонские отложения; 4 — докембрийские отложения; 5 — граница распространения нижнекаменноугольных отложений

сти в принятых границах, мощности верхнего карбона по другим скважинам и находками *Pseudofusulina* и *Triticites* в 40—50 м книзу от контакта карбона с нижней пермью.

¹ Подобный контакт карбона с пермью наблюдался и в разрезе Горшковской скважины, где верхний карбон вскрыт на глубине 30 м, в интервале 202—172 м (забой).

На основании всего изложенного фактического материала общая картина геологической истории между Балтийским щитом и Тиманом в каменноугольный период рисуется в следующем виде (рис. 52, 53).

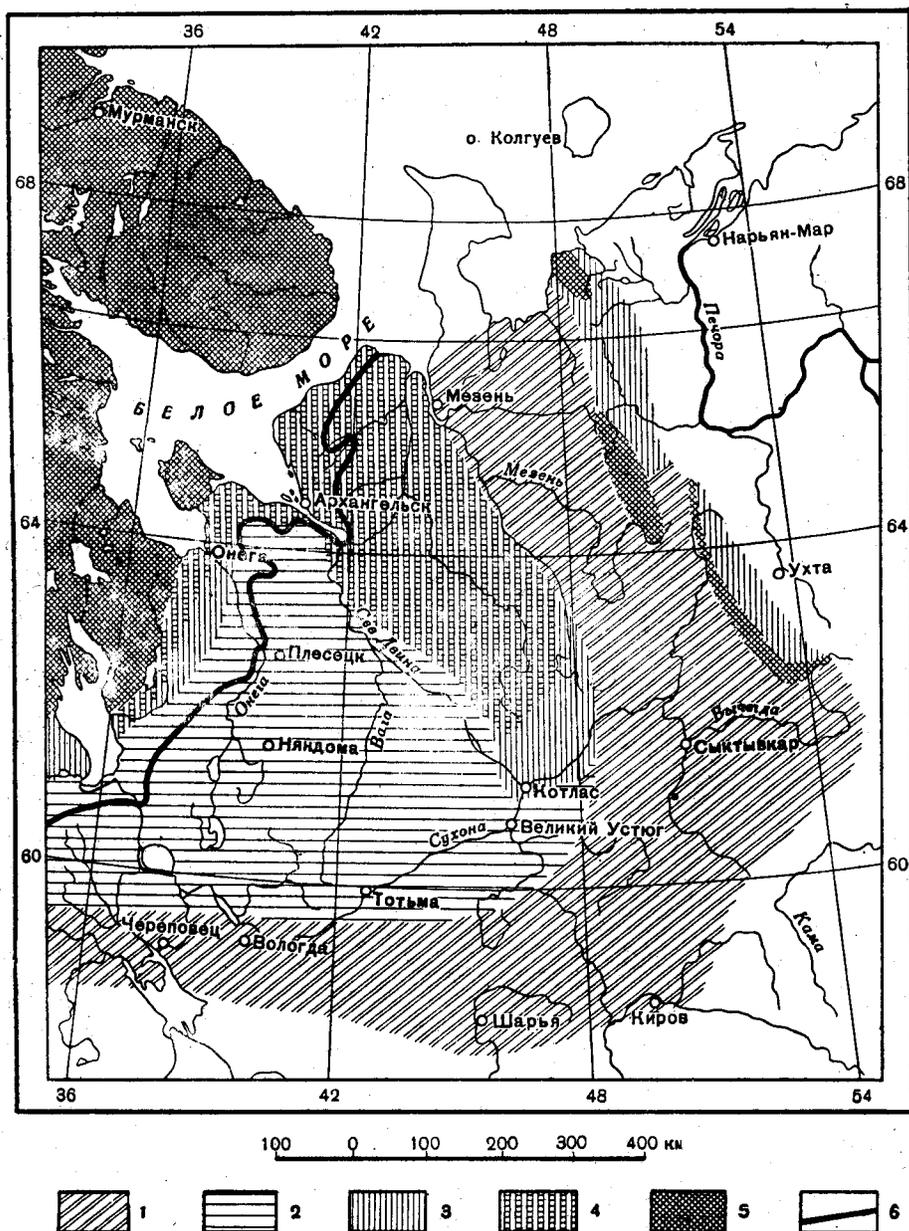


Рис. 53. Схематическая палеогеологическая карта домосковской поверхности (по В. П. Бархатовой, 1960 г.)

1 — башкирские отложения; 2 — визейские и намюрские отложения; 3 — франские отложения; 4 — додевонские отложения; 5 — докембрийские отложения; 6 — граница современного распространения отложений московского яруса

К началу каменноугольного периода рассматриваемая территория представляла собой сушу. Она продолжала существовать в течение всего турнейского века и в яснополянское время визейского века. Суша

была расчленена на три крупные орографические единицы, по-видимому совпадавшие с палеоструктурами первого порядка.

В центральной части области, на месте Пинежской площади, располагалась возвышенность, сложенная с поверхности преимущественно глинистыми породами нижнего палеозоя. На западе и востоке от нее, соответственно совпадая с Онегорецкой и Притиманской площадями, располагались пониженные пространства.

Восточная низина представляла собой поле развития карбонатных осадков верхнего девона. Гипсометрически она располагалась ниже западной, в пределах которой были распространены рыхлые осадки франского возраста.

Обрамлением области являлись: на западе — скалистая возвышенность Балтийского щита, на востоке — прерывистая цепь Тиманских возвышенностей (Тиманский архипелаг).

Трансгрессия моря началась в окское время. Море вторглось в пределы области двумя заливами с юго-запада и юго-востока. Заливы разобщались между собой полуостровом, образованным Пинежской возвышенностью; последняя в эпоху нижнего карбона протягивалась на юго-восток за пределы рассматриваемой области, где сливалась с Сысольской возвышенностью, расположенной на Вычегодско-Камском водоразделе.

Режим заливов был неодинаков. Восточный залив образовался, по-видимому, несколько раньше западного (с самого начала окского времени). В пределах его с относительно большей скоростью шло накопление существенно карбонатных осадков. Состав фауны, преимущественно фораминиферовый, свидетельствует об относительной глубине бассейна. Западный залив отличался меньшей глубиной и почти вдвое меньшей скоростью накопления осадков. В составе их значительная роль принадлежала терригенным образованиям. Удельный вес последних заметно возрастал в краевых частях бассейна. Фауна, связанная по преимуществу с карбонатными осадками, отличалась мелководным характером. В составе ее широким развитием пользовались коралловые рифы и брахиоподовые банки. На крайнем северо-западе залива в связи со сложным рельефом дна, обусловленным сложно рассеченной поверхностью кристаллического фундамента, возникает система лагун. В лагунах происходит накопление тонкоотмученных осадков, обогащенных окислами железа и алюминия. Наряду с этим, по-видимому, у подножия крутых береговых склонов отлагается грубообломочный материал. Заливы продолжали изолированное существование до конца раннеамюрского времени. Во вторую половину амюрского века море покинуло пределы рассматриваемой области.

Западная часть области, так же как и центральная (Онегорецкая низина и Пинежская возвышенность), оставалась сушей до начала среднемосковского времени.

Значительно более коротким был континентальный перерыв в восточной части области. Здесь он существовал только в позднеамюрское время и в самом начале раннебашкирского времени. Начавшаяся затем трансгрессия вновь образовала восточный залив, и море больше не покидало этой площади до конца каменноугольного периода.

В первую половину эпохи среднего карбона (в башкирский век и раннее московское время) в заливе отлагалось значительное количество терригенных осадков и карбонатные породы обломочного характера. Населявшая его фауна разнообразна по составу (мшанки, кораллы, фораминиферы, брахиоподы), что свидетельствует о мелководных условиях среды.

Со второй половины эпохи среднего карбона устанавливается чисто карбонатный состав осадков, охарактеризованных относительно глубоководной фауной.

С начала московского века морской бассейн начинает расширяться. Прежде всего восточный залив получает сообщение с Московской впадиной. Связь создается через Вычегодский пролив, образовавшийся на месте Вычегодской площади.

Несколько позднее, со среднемосковского времени, трансгрессия быстро охватывает всю остальную территорию. Оказывается затопленной не только западная часть области, но и ее центральная часть (вступает в прогибание Пинежская площадь, носящая характер полу-свода), продолжительное время представлявшая собой сушу. Состав осадков на вновь опущенных площадях главным образом карбонатный, но характер фауны преимущественно мелководный. Широким развитием пользуются мшанковые, коралловые и брахиоподовые рифы. Тип осадков делается сходным на всей территории.

Бассейн дифференцируется только по активности прогибания, и, таким образом, по мощности отложившихся осадков. Так же как и в более ранние времена, максимальные значения мощности сохраняются в восточной части области. В отличие от эпохи нижнего карбона площадь активного накопления осадков расширяется за счет включения участка Вычегодского пролива. Средние значения мощности характеризуют западную часть бассейна. Минимальные значения мощности устанавливаются для центральной части бассейна. Таким образом, затопленная Пинежская возвышенность как бы просвечивает сквозь накопленную толщу осадков.

Начало эпохи верхнего карбона не знаменуется сколько-нибудь крупными событиями. Кратковременные колебания уровня бассейна наблюдаются в этот момент на Онегорецкой площади и северо-западном участке Пинежской площади (бассейн р. Сояны). На остальной территории условия отложения осадков сохраняют характер, установившийся во вторую половину эпохи среднего карбона. Изменения режима бассейна начинают сказываться во вторую половину эпохи верхнего карбона и усиливаются к ее концу. Они сводятся к постепенному обособлению западной и центральной частей бассейна от восточной. В последней условия образования осадков остаются прежними. На остальной территории к концу периода устанавливается режим бассейна, в котором условия отложения осадков несколько уклоняются от условий нормального морского бассейна (преобладают доломитовые фации с обедненной и односторонне развитой фауной). Лагунный характер осадков (доломиты, гипсы) в конце эпохи верхнего карбона особенно ярко обнаруживается на крайнем северо-западе (бассейн р. Сояны) на участке, наиболее приближенном к Балтийской суше.

ТИМАН

Отложения каменноугольной системы имеют значительное распространение на территории Тимана, но развиты с различной полнотой в южной, средней и северной его частях, а также на западном и восточном склонах каждой этой части. Наиболее полный и мощный (около 1000 м) комплекс отложений каменноугольного возраста известен на юго-востоке Южного Тимана (Джебол). Самым сокращенным по мощности и стратиграфически неполноценным является разрез карбона западного склона Среднего Тимана, где местами, по-видимому, отсут-

ствуют образования нижнего отдела системы, а отложения среднего и верхнего отделов представлены с большими пробелами.

В настоящей главе нижняя граница каменноугольной системы принята по основанию так называемой зоны этрен.

Верхняя граница системы, обоснование которой разбиралось в предыдущей главе, принята внутри швагеринового горизонта. Важность этого рубежа, впервые установленного в разрезе верхнего палеозоя Северного Тимана (В. П. Бархатова, 1936—1940 гг.), позднее подтверждена бурением на Южном Тимане (В. А. Разницын, 1949—1956 гг.).

С момента установления существования отложений каменноугольной системы на Тимане (Кейзерлинг, 1843 г.) представление о том, какая часть разреза развитого здесь палеозоя должна быть к ней отнесена, не оставалось постоянным.

Первоначально к этой системе, кроме действительно каменноугольных образований, относились более древние — девонские (А. Кейзерлинг, А. Штукенберг, 1875) и более молодые — нижнепермские отложения (А. Кейзерлинг, А. Штукенберг, Ф. Н. Чернышев, 1889—1902 гг.). Отложения нижнего отдела долгое время считались отсутствующими (Ф. Н. Чернышев), среднего отдела — очень мало изученными, а образования верхнего отдела были объединены с нижнепермскими (А. Кейзерлинг, А. Штукенберг, Ф. Н. Чернышев).

Следующая стадия в познании стратиграфии карбона Тимана связана с геологической съемкой, начатой после Великой Октябрьской революции.

Отложения нижнего карбона установлены вначале на Южном Тимане (Б. К. Лихаревым в 1929 г. и Б. В. Милорадовичем в 1931 г.). Позднее они были обнаружены на Северном Тимане В. П. Бархатовой (1935 г.), а в бассейне р. Выми К. К. Воллосовичем (1937). Наконец, брахиоподы нижнего карбона были определены В. П. Бархатовой в коллекции, собранной Э. А. Кальберг из разрезов р. Цильмы (1946 г.).

Полный и непрерывный разрез среднего и верхнего отделов карбона Тимана был впервые описан в 1935—1940 гг. В. П. Бархатовой на северной его оконечности. Значительно сокращенный комплекс средние и верхнекаменноугольных отложений позднее (тем же исследователем) был определен и на Среднем Тимане (1955—1957). Синхроничные образования Южного Тимана в это время были известны только в самых общих чертах (Б. К. Лихарев, 1930; Б. В. Милорадович, 1931 г.).

Наиболее интересными результатами съемки следует признать те из них, которые относятся к проблеме границы карбона и перми. Они были получены при описании разрезов верхнего палеозоя западного и восточного склонов Северного Тимана (В. П. Бархатова, 1935—1958 гг.). Разрезы эти сложены нормальными морскими карбонатными осадками, содержащими многочисленные органические остатки, явившимися благодарным материалом для изучения по ним развития разнообразных групп фауны. Здесь было установлено постоянное присутствие толщи, содержащей швагерину, однако, не в кровле, а в средней части серии образований, которые Ф. Н. Чернышев относил к верхнему карбону. Далее было выяснено, что эта швагериновая толща резко подразделяется на две части: нижнюю — тесно связанную с подлежащими отложениями карбона общим комплексом псевдофузулин, трицитов и хориститов самарского типа, относящихся к самым верхам карбона, и верхнюю, в которой наряду с доживающими и местами многочисленными швагеринами присутствуют предковые формы ниж-

непермских псевдофузулин, а из брахиопод взамен хориститов (здесь отсутствующих) появляются пермские представители спириферелл группы *Spiriferella saranae* V e г п.

Наряду с изменениями в фауне фораминифер и брахиопод на грани между нижней и верхней половинами швагериновой толщи происходит изменение в составе и остальных групп фауны.

В верхней половине толщи появляется ранее отсутствовавшая пышная фауна мшанок, астреевидные и некоторые призматические кораллы и т. д. Таким образом, выяснилось, что подошва верхней половины швагериновой толщи является важным естественным рубежом, что именно на этом уровне происходят наиболее крупные по масштабу изменения в общем составе фауны и потому он является пригодным в качестве рубежа между каменноугольной и пермской системами.

Современные представления о стратиграфии карбона Тимана базируются на материалах бурения (преимущественно Южного Тимана), а также на результатах специальных исследований материалов естественных обнажений (преимущественно Северного Тимана). Бурением, производившимся на Южном Тимане, установлен очень мощный и почти полный разрез всех трех отделов каменноугольной системы. Обработка фораминифер из кернов скважин дала возможность расчленить его здесь очень детально. Данные по нижнему отделу системы изложены в работах А. В. Дуркиной (1952—1958 гг.). Часть разреза, относящаяся к среднему и верхнему отделам карбона, обрабатывалась П. П. Воложаниной и отчасти М. В. Коноваловой (1949—1959 гг.). Обобщение этих материалов дано в ряде работ В. А. Разницына (1955—1959 гг.).

Из других работ современного этапа по изучению карбона Тимана следует отметить ряд биостратиграфических и палеонтологических работ В. П. Бархатовой (1956—1962 гг.), частично совместных с Л. Н. Гроздиловой и Н. С. Лебедевой (последними монографически описаны фораминиферы). Этими работами выявлена ценность Северо-Тиманского разреза, как опорного для территории Русской платформы и для решения общих вопросов стратиграфии верхнего палеозоя.

Площадь распространения каменноугольных отложений на территории Тимана в настоящее время околотурена довольно точно. Наиболее обширное поле развития карбона располагается на восточном склоне Южного Тимана, где оно имеет неправильное округленно-четырёхугольное очертание и располагается в пределах Вычегодско-Нибельского водораздела. Кроме того, выходы карбона на поверхность наблюдаются здесь в виде неширокой полосы, охватывающей с востока, севера и юга Ухтинскую складку, а также на небольшом участке у с. Акима. На западном склоне Южного Тимана выходы карбона обнимают кольцом Джеджимскую Парму и располагаются в виде очень узкой полосы вдоль Оч-Пармы.

Несколько меньшее развитие имеют отложения карбона на площади Среднего Тимана. Наибольший участок их распространения образует полукольцо с юга Четласского Камня. Довольно широкая полоса выходов карбона протягивается с востока вдоль Вымско-Вольской гряды к месту впадения р. Мылы в Цильму. На западном склоне Среднего Тимана очень узкая полоса карбона располагается между р. Рочугой на севере и р. Мезенской Пижмой на юге. Выходы карбона известны также в складках Мезенской петли.

Самым ограниченным распространением пользуются отложения карбона на территории Северного Тимана. На западном его склоне они развиты в пределах очень узкой полосы в бассейне р. Волонги и вскрыты на небольшом участке по р. Пеше у устья Хайминской виски.

Более широкая полоса выходов каменноугольных отложений прослеживается на восточном склоне Северного Тимана, между Святым Носом на севере и устьем р. Щучьей на юге. В пределах Северного Тимана отложения каменноугольного возраста вскрыты в прекрасных естественных обнажениях. Особенно хорошими для изучения являются выходы по рекам Волонге и Суле. Значительно хуже вскрыты отложения карбона на площади Среднего Тимана, где этот недостаток не восполняется буровыми данными. Очень плохо обнажены отложения каменноугольного возраста на Южном Тимане, но громадное число буровых скважин, сосредоточенных, однако, преимущественно на восточном склоне и пройденных почти со сплошным отбором керна, представляют прекрасный материал для исследований.

Нижний отдел

Отложения нижнего отдела каменноугольной системы имеют повсеместное распространение на Тимане, за исключением западного склона его средней части. Здесь, во всяком случае на отдельных участках (бассейне р. Мезенской Пижмы), они отсутствуют. Наиболее значительные площади развития отложений нижнего отдела системы, представленного почти полным разрезом, располагаются на восточном склоне Южного Тимана, где отсутствуют лишь отложения, относящиеся к низам визейского яруса. На остальной территории Тимана присутствуют отложения только визейского яруса и той части разреза, которая относится к нижнему намюру (протвинскому горизонту). Наибольшей мощности отложения нижнего карбона достигают на крайнем юго-востоке Южного Тимана (свыше 700 м). Минимальные мощности этих отложений (около 20 м) установлены вблизи центральной части Тиманского поднятия (вдоль всей его длины). Общая тенденция изменения мощности нижнекаменноугольных отложений выражается в ее возрастании на восток и юго-восток. В разрезе отложений нижнекаменноугольного возраста преобладают известняки, их доломитизированные разности и доломиты, которым только в нижней части его подчинены маломощные терригенные образования. Последние получают резкое преобладание в крайних юго-восточных разрезах Южного Тимана, где мощность отложений увеличивается больше чем втрое в связи с развитием алевролитов и глин джеболского надгоризонта (этрен).

В разрезе нижнего отдела присутствуют отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов. Последний принимается в объеме так называемого намюра А, соответствующего протвинскому горизонту¹.

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса ограничены в своем распространении восточным склоном Южного Тимана. Западная граница их развития имеет примерно меридиональное направление и проходит через пункты Мутный Материк — Зеленец, а южнее она несколько отступает к востоку минуя с. Ксенофонтово. Максимальные мощности турнейских отложений достигают 450—500 м. Мощность отложений меняется, увеличиваясь в восточном направлении. Возрастание ее происходит резким скачком в пределах Верхне-Печорского прогиба (В. А. Разницын,

¹ Так как в подавляющем большинстве разрезов намюрские (протвинские) отложения не могут быть отделены от образований серпуховского подъяруса, породы, относящиеся к визейскому и намюрскому ярусам, описываются под одной рубрикой.

1958 г.) вследствие развития толщи отложений, составляющих нижние горизонты яруса.

В составе турнейского яруса на Южном Тимане присутствуют отложения зоны этрен, которые ухтинскими геологами (А. В. Дуркина, В. А. Разницин и др.) выделяются в джеболский подъярус, а затем в составе турне здесь выделяются лихвинский и чернышинский надгоризонты в объемах, принятых унифицированной схемой.

Джеболский надгоризонт¹ (зона этрен). Отложения джеболского надгоризонта распространены на крайнем юго-востоке Южного Тимана, куда входит большая часть площади бассейна р. Северной Мылвы и участок нижнего течения р. Сойвы. Они залегают трансгрессивно на образованиях девонского возраста и повсюду перекрыты более молодыми отложениями. В соответствии с данными А. В. Дуркиной подошва джеболского надгоризонта, совпадающая — с границей девонской и каменноугольной систем, принята в основании толщи, содержащей массовую *Quasiendothyra kobeitusana* R a u s., *Q. communis* R a u s. и *Septatourayella njumolga* D u r k. Кровля надгоризонта совпадает с подошвой малевского горизонта.

В указанных границах разрез надгоризонта представлен толщей преимущественно терригенных пород, аргиллитов, песчаников и алевролитов, максимальная мощность которых 400—450 м. Толща эта, занимающая Верхне-Печорского прогиба, по-видимому, к западу и востоку от него быстро выклинивается. Из органических остатков в породах джеболского надгоризонта содержатся фораминиферы, остракоды, брахиоподы, гониатиты и скопления спор. Кроме отмеченных выше руководящих видов фораминифер, следует указать на частое присутствие следующих форм: *Plectogyra turbida* D u r k., *Pl. demini* D u r k., *Quasiendothyra mirabilis* N. T s h e r n., *Q. kamenka* D u r k. (из фораминифер); *Glyptopleura plicata* P o s n., *Carboprimites petzi* P o s n., *C. eichwaldi* P o s n., *Bairdia gloriosa* S c h n., *B. latissima* S c h n., *Cavelina petosa* S c h n. (из остракод); *Chonetes malevkensis* S o k., *Plicatifera* cf. *fallax* P a n d. (из брахиопод); *Trachytriletes solidus* N a u m., *Retusotriletes simplex* N a u m., *Lophozonotriletes curvatum* N a u m. и другие споры.

В. А. Разницин (1955—1958 гг.) полагает, что к джеболскому надгоризонту следует также относить толщу карбонатных пород, доломитизированных известняков и доломитов, которые содержат бедную нехарактерную фауну бисфер, архисфер, радиосфер и вицинисфер и развиты на восточном склоне Южного Тимана к западу от описанной выше мощной серии терригенных образований. По мнению В. А. Разницина, первая фациально замещает вторую. В настоящем томе карбонатные породы отнесены к верхнему девону.

Лихвинский надгоризонт. Отложения лихвинского надгоризонта распространены на восточном склоне Южного Тимана, где они (значительно перекрывая образования джеболского надгоризонта) развиты под более молодыми осадками примерно до меридиана с. Зеленца. На подстилающих породах они залегают трансгрессивно. Такой же характер носит контакт и с кроющими их образованиями чернышинского надгоризонта. Разрез представлен переслаивающимися песчаниками, алевролитами, глинами и известняками. Состав песчаников преимущественно кварцевый. В них имеются стяжения сидерита; глины обычно слюдястые; известняки обломочно-органогенные, мелко-обломочные и глинистые. Общая мощность описанных отложений в полных юго-восточных разрезах достигает 125 м. Уменьшение мощности

¹ Автор, так же как ухтинские геологи, считает это подразделение подъярусом.

происходит в западном и северо-западном направлениях. Из органических остатков в отложениях лихвинского надгоризонта найдены: *Plectogyra nordvikensis* Lip., *Pl. kranica* Lip., *Bisphaera elegans* Bir., *Earlandia aljutovica* Beitl., *Jonesina cellulosa* Posn., *Carboprimites eichwaldi* Posn., *C. polenovae* Posn., *Chonetes malevkensis* Sok., *Ch. upensis* Sok., *Paulonia media* Leb., *Spirifer tornacensis* Kon.; *Martinia ranovensis* Peetz. и др. Разделение отложений лихвинского надгоризонта на горизонты малевский и упинский в разрезах большинства скважин произвести не удастся из-за недостатка фауны. В целом же для площади, судя по составу фауны, следует полагать присутствие обоих горизонтов.

Чернышинский надгоризонт. Отложения чернышинского надгоризонта, так же как и образования остальных надгоризонтов турнейского яруса, распространены только на востоке Южного Тимана. Мощность отложений его в крайних юго-восточных разрезах составляет около 65 м. В направлении на запад и северо-запад мощность этих отложений уменьшается и они выклиниваются вблизи с. Зеленца. Присутствие останцов отложений чернышинского надгоризонта к западу от этого пункта свидетельствует о первоначальном более широком распространении рассматриваемых отложений. В составе надгоризонта выделяются черепетский и кизеловский горизонты. Разрез первого из них выражен толщей переслаивающихся известняков, глин, аргиллитов и песчаников, серой реже пестрой окраски. В верхах разреза горизонта преобладают известняки. В отложениях этого подразделения встречается большое количество раковин фораминифер, остракод, брахиопод, а также и растительные остатки. Характерным комплексом является следующий: *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Spiroplectamina tschernyshinensis* Lip. (из фораминифер); *Paraparchites okeni* Münst., *Amphisites membranus* Schn., *Bairdia brevis* var. *jonesi* Posn. (из остракод); *Chonetes kruglovi* Fred., *Schubetella* cf. *semenovi* Sok. и др. Мощность отложений надгоризонта не превышает 40 м.

В нижней половине разреза кизеловского горизонта преобладают темно-серые известняки, которые кверху сменяются глинами и мергелями той же окраски. Известняки обломочно-органогенные и глинистые, часто содержат стяжения кремня. Фауна найдена только в известняках. В составе ее следует отметить: *Plectogyra spinosa* Tschern., *Pl. kosvensis* Lip., *Pl. costifera* Lip., *Pl. paraukrainika* Lip. Возраст глин, венчающих разрез надгоризонта, лишенных органических остатков, фактически не установлен. Мощность отложений горизонта не превышает 18 м.

Визейский и намюрский ярусы

В отличие от отложений турнейского яруса визейские и намюрские образования широко распространены в пределах Тимана, будучи известны как на крайнем северо-западе, так и в наиболее удаленных юго-восточных разрезах. Однако на западном склоне Среднего Тимана в бассейне р. Мезенской Пижмы, вблизи Четласского Камня, имеются участки, где отложения московского яруса залегают непосредственно на девонских образованиях. Наиболее обширное поле развития отложений визейского и намюрского ярусов установлено на восточном склоне Южного Тимана. Здесь же в самых крайних юго-восточных разрезах, известных по скважинам, вскрыт самый мощный и наиболее полный разрез этого подразделения. Мощность составляющих его пород достигает почти 200 м. Вблизи осевой части Тиманского поднятия, на всем протяжении обоих склонов, мощность визейских и намюрских отложе-

ний резко сокращается (в пределах 20 м). Отложения визейского и намюрского ярусов на площади Тимана залегают трансгрессивно на более древних образованиях. Состав визейского яруса даже в самых мощных разрезах является неполным. В нем отсутствуют отложения малиновского надгоризонта. Отложения яснополянського надгоризонта также достоверно неизвестны. Предположительно сюда отнесена пачка терригенных пород, преимущественно песчаного состава, развитых на крайнем юго-востоке Южного Тимана. Значительно шире распространены отложения окского надгоризонта, установленные на обоих склонах Южного Тимана. Севернее они неизвестны. Только образования серпуховского надгоризонта и протвинского надгоризонта намюрского яруса имеют почти повсеместное развитие на территории Тимана, отсутствуя у Четласского Камня, где участками никаких пород нижнего отдела карбона не установлено. В составе разреза обоих ярусов резко преобладают карбонатные породы, в различной степени доломитизированные известняки и доломиты. Лишь в основании его прослеживается пачка терригенных пород изменчивой, но, в общем, незначительной мощности.

Яснополянский надгоризонт. Достоверных, т. е. фаунистически охарактеризованных, отложений этого подразделения в пределах Тимана не установлено. Предположительно, по положению в разрезе между отложениями чернышинского надгоризонта (кизеловского горизонта) и образованиями алексинского горизонта, сюда отнесены кварцевые песчаники около 30 м мощностью, вскрытые скважинами на Джеболской площади. В. А. Разницын (1956) до недавнего времени отрицал развитие отложений яснополянського надгоризонта, теперь он их признает (Разницын, 1959). Кроме указанных выше песчаников, этот исследователь включает в это подразделение еще зеленовато-серые и частью пестрые глины с прослоями известняков, и темно-серые глины с пропластками угля, которые залегают в основании образований визейского яруса на разбуренных участках верховьев р. Вычегды и р. Северной Мылвы. В настоящей работе углистые глины считаются принадлежащими турнейскому ярусу, а зеленовато-серые и пестрые — алексинскому горизонту.

Окский надгоризонт. Отложения окского надгоризонта установлены только в пределах Южного Тимана, на обоих его склонах. Здесь они вскрыты преимущественно буровыми скважинами на погружениях в стороны Притиманского и Печорского прогибов. В направлении на север и к центральной части Тиманского поднятия окские отложения выклиниваются. Достоверных выходов этих отложений на поверхности, кроме имеющих на Деджим-Парме, не установлено. В основании разреза надгоризонта залегают толща переслаивающихся между собой глин, песчаников и обломочно-органических известняков, зеленовато-серой и частью пестрой окраски. Вся остальная часть разреза сложена карбонатными породами, среди которых преобладают желтоватые и серые доломитизированные известняки и доломиты. Максимальная мощность отложений надгоризонта 100—130 м.

В составе разреза здесь присутствуют все три горизонта, установленные унифицированной схемой, хотя в отдельных разрезах они выделяются с трудом вследствие бедности определенной фауны, уничтоженной или в значительной мере разрушенной вторичными процессами.

Отложения алексинского горизонта представлены перемежающимися слоями кварцевых песчаников с серыми и пестрыми глинами, которые вверх по разрезу сменяются толщей, состоящей из разнообразных обломочных известняков и подчиненных им глин и мергелей. Глины,

залегающие в основании разреза, участками обогащены полуторными окислами железа и алюминия и представляют в связи с этим практический интерес. Мощность отложений горизонта варьирует от нескольких метров до 60—70 м. Из органических остатков характерным является следующий комплекс: *Eostaffella mediocris* Viss., *Eost. mosquensis* Viss., *Eost. proikensis* Raus., *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *Arch. magnus* Schlyk., *Arch. moelleri* var. *gigas* Raus., *Plectogyra samarica* Raus., *Pl. omphalota* var. *infrequenta* Schlyk., *Pl. tantilla* Schlyk., *Pl. similis* Raus. et Reitl., *Endothyranopsis umbonata* Gan., *Cribrostomum panderi* Moell., *Lituotubella glomospiroides* var. *magna* Raus., *Davisiella comoides* Sow., *Gigantoproductus maximus* M'Coу и др.

Отложения михайловского горизонта выражены глинистыми доломитами, переслаивающимися с мелкообломочными известняками. В верхней части разреза в них нередки стяжения кремня. Максимальная мощность пород горизонта около 45 м. Фауна их такова: *Eostaffella ikensis* Viss., *Eost. tuymasensis* Viss., *Endothyranopsis crassa* var. *sphaerica* Raus. et Reitl., *Permodiscus vetustus* Dutk., *Samarina operculata* Raus., *Gigantoproductus inflatus* Sar., *G. giganteus* Mart., *Striatifera striata* Fisch. и др.

Отложения веневского горизонта, представленные сильнодоломитизированными известняками и доломитами буроватой и серой окраски, в громадном большинстве разрезов отделяются с большим трудом как от подстилающих, так и от покрывающих отложений ввиду исключительной бедности фауной. Мощность их, подсчитанная ориентировочно, не превышает 50 м. Органические остатки представлены преимущественно брахиоподами, такими, как: *Productus crassicostatus* Fisch., *Striatifera striatus* Fisch., *Spirifer* ex gr. *pseudotrigonalis* Sem. Из фораминифер найдены редкие *Eostaffella ikensis* var. *tenebrosa* Viss., *Pseudoendothyra struvei* Moell.

Серпуховский и протвинский надгоризонты. Отложения серпуховского и протвинского надгоризонтов установлены по всему Тиману, за исключением участка, прилежащего к Четласскому Камню в бассейне р. Мезенской Пижмы. Наиболее мощный и, по-видимому, полный разрез этого подразделения, отличающийся, кроме того, исключительно карбонатным составом, установлен только на Южном Тимане в пределах обоих его склонов. На Среднем и Северном Тимане получили развитие только отложения, относящиеся, по-видимому, к самым верхам серпуховского и протвинского надгоризонтов. В составе их наряду с карбонатными породами присутствуют и терригенные образования. В наиболее полных разрезах мощность визейско-намюрских отложений составляет 100—120 м. Эти разрезы, как уже отмечалось выше, вскрыты скважинами, преимущественно на восточном склоне Южного Тимана. На западном склоне визейско-намюрские отложения обнажаются в пределах Джемжим-Пармы и изучены по кернам Кельминской скважины.

В разрезе последней, так же как и в ряде скважин восточного склона Южного Тимана, отложения серпуховского надгоризонта могут быть отделены от образований протвинского горизонта.

Отложения серпуховского надгоризонта представлены здесь, в общем, весьма однообразной толщей сильнодоломитизированных известняков и доломитов, которым на восточном склоне Южного Тимана подчинены прослой и пачки брекчий доломита. Окраска пород серая и буроватая. Общая мощность их варьирует от 10 до 60 м. Фауна отложений этого надгоризонта очень скудна и отличается исключительно плохой сохранностью. В составе ее определены: *Archaediscus moelleri*

Raus., *Eostaffella* ex gr. *mosquensis* Viss., *Striatifera striata* Fisch., *Gigantoproductus latissimus* Sow., *Productus concinnus* Sow., *Spirifer* aff. *groberi* Schw., *Sp.* aff. *parabisulcatus* Schw. и др.

В разрезах протвинского горизонта также преобладают доломитизированные известняки, среди которых, однако, присутствуют обломочно-органогенные и фораминиферовые разности. В незначительном количестве имеются пропластки глин и песчаников. Мощность отложений горизонта колеблется в пределах от 5 до 30 м. Из фауны в них найдены: *Eostaffella protvae* Raus., *Eost. paraprotvae* Raus., *Endothyranopsis crassa* var. *sphaerica* Raus., *Gigantoproductus superbus* Sar., *G. edelburgensis* Phill., *Striatifera striata* Fisch., *Str. magna* Jan., *Spirifer bisulcatus* Saw. и др.

На Среднем Тимане отложения рассматриваемого подразделения установлены только в пределах восточного склона по рекам Цильме и Мыле. Здесь они представлены комплексом фаунистически характеризованных карбонатных пород, которые залегают на терригенной толще неустановленного возраста, а сверху сменяются известняками и доломитами башкирского яруса. Более мощный и фаунистически насыщенный разрез визейско-намюрских отложений наблюдался по р. Цильме. Здесь он вскрыт по обоим берегам реки в 5—6 км ниже д. Номбур в урочищах Щепины Горы и Приступки. В урочище Приступки на правом берегу р. Цильмы указанные отложения составляют лежащий бок толщи карбонатных пород, очень круто падающих на северо-восток и прорезаемых рекой вкрест простирания. Мощность их здесь составляет 12—15 м. Они представлены тонкослоистыми обломочно-органогенными известняками, частью сильно окремненными, которым подчинены тонкие пропластки глин. Окраска пород желтоватая и розоватая. Отсюда найдены: *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., *Archaediscus* cf. *convexus* Grozd. et Leb., *A. minimus* Grozd. et Leb., *A. glomus* Gan., *A. aff. inflatus* Schlyk., *Globoendothya globulus* Eichw., *Gl. ischimica* Raus., *Endothyranopsis crassa* Brady, *End. compressa* Raus. et Reitl., *Plectogyra* cf. *explicata* Gan., *Eostaffella subsphaerica* Gan., *Pseudoendothya* ex gr. *struvei* Moell., *Ps. candida* Gan., *Striatifera striata* Fisch., *Gigantoproductus latissimus* Sow. и др.

Толща нарушенных пород, вскрывающихся в урочище Приступки, протягивается отсюда на левый берег, где выступает в обнажении, носящем название «Щепины Горы». Визейско-намюрские отложения вскрыты здесь хуже (простирание пород расположено под острым углом к берегу). Они представлены теми же породами, в основании которых, однако, залегают терригенная толща. Последняя представлена темно-серыми и зеленовато-серыми глинами, в которых органические остатки не обнаружены. По р. Мыле визейско-намюрские отложения вскрыты на левом берегу в верхнем по течению конце урочища Верхний Камень, расположенном в 7 км выше д. Мылы. Здесь на зеленовато-голубых, серых и фиолетовых пластичных глинах залегают пачка сильнодоломитизированных известняков и доломитов, очень напоминающих по своим литологическим особенностям синхроничные отложения, которые вскрыты по р. Белой на Северном Тимане, но не имеющих сходства с только что описанными отложениями р. Цильмы, хотя отделены от них расстоянием в 10—12 км. Видимая мощность карбонатных пород составляет около 4 м. Окраска пород серая и буровато-серая. Из фауны найдены редкие представители фораминифер в таком составе: *Eostaffella prisca* var. *settella* Gan., *E. cf. paraprotvae* Raus., *E. cf. parastruvei* Raus., *E. ex gr. protvae* Raus., *Millerella* cf. *tantilla* Gan., *Pseudoendothya struvei* Moell., *Ps. intermedia* Schlyk., *Ps. sublimis* Schlyk. и др.

Кроме фораминифер, встречается большое количество ядер пелеципод и гастропод. Из изложенного видно, что состав фауны отложенный нижнего карбона, вскрытого на Среднем Тимане, позволяет утверждать о присутствии здесь наиболее высоких слоев (протвинского горизонта) нижнего отдела системы. Прямых данных о развитии отложений серпуховского надгоризонта не имеется. Существование их, однако, можно предполагать, зная о незначительной мощности отложений протвинского горизонта в сокращенных разрезах Южного Тимана, где она не превышает 5—10 м. Что касается терригенных пород, залегающих в основании карбонатных визейско-намюрских отложений в бассейне рек Пильмы и Мылы, то по своим литологическим особенностям они не похожи на девонские. Вместе с тем они несколько напоминают те, которые составляют нижнюю часть разреза нижнего карбона на Северном Тимане. Предположительно, во всяком случае верхним слоям терригенной толщи, приписывается визейский возраст.

На Северном Тимане, где отложения нижнего отдела системы установлены на обоих склонах, они представлены как карбонатными, так и терригенными образованиями, общая мощность которых не превышает 40—45 м. Терригенные породы составляют нижнюю половину разреза. Раньше они выделялись под названием сиатурейской свиты. Верхняя карбонатная свита называлась сувойной (В. П. Бархатова, 1935—1941 гг.). Визейско-намюрский возраст последней доказан фаунистически. Тот же возраст приписывается и сиатурейской свите отчасти по положению в разрезе, отчасти потому, что в ряде обнажений можно наблюдать постепенный переход терригенных пород нижней свиты в карбонатные породы верхней. Такой переход установлен, например, на восточном склоне Северного Тимана по рекам Суле, Щучьей и Белой. Здесь разрез визейско-намюрских отложений является неполным, так как нигде не удалось наблюдать их контакта с подстилающими образованиями девонской системы.

Видимая мощность их не превышает 25—35 м. Терригенная сиатурейская свита представлена переслаивающимися песками и глинами, причем пески вверх по разрезу постепенно замещаются глинами. Пески по преимуществу кварцевые с угловато-окатанными зернами, в разной мере ожелезненные. В зависимости от степени ожелезненности цвет их колеблется от почти белых до темно-лиловых. Глины пластичные, зеленой, голубой, фиолетовой и желтой окраски. В верхах свиты, в наиболее глинистой по составу части, появляются тонкие пропластки скрытокристаллических доломитизированных известняков и доломитов, подобных тем, которыми выше нацело сложена сувойная свита. Видимая мощность описанных терригенных пород не превышает 15—20 м. Верх разреза визейско-намюрских отложений (сувойная свита) представлены сильнодоломитизированными афанитовыми известняками и доломитами, переходящими в мелкокристаллические и перекристаллизованные разновидности. В верхах разреза породы сильно окремнены. Мощность карбонатной части разреза колеблется от 15 до 18 м. Из фауны здесь встречены фораминиферы, преимущественно в виде пустот, очень сильно окремненные кораллы, а также отпечатки и ядра брахиопод. Среди них удалось определить: *Eostaffella* sp. ind., *Pseudoendothyra* cf. *struwei* Moell., *Chonetes praecarboniferus* Sok., *Striatifera striata* Fisch. (ряд разновидностей и форм), *Gigantoproductus latissimus* Sow., *Productus prikchianus* Jan, *Spirifer* cf. *russiensis* Schwet z., *Cyrtina* cf. *curvata* Jan и др.

На западном склоне Северного Тимана отложения рассматриваемого подразделения обнажены в нижнем течении р. Волонги и на

Сувойном мысу побережья Чешской губы. Здесь визейско-намюрские отложения, представленные комплексом терригенных и карбонатных пород, залегают на песчано-глинистых образованиях фаменского яруса и покрываются известняково-мергельной башкирской толщей. Общая мощность визейско-намюрских отложений составляет 40—45 м.

Нижняя половина разреза (сиатурейская свита) выражена однообразными кварцевыми песчаниками с конгломератом в основании, мощность которых колеблется от 10 до 18 м. Верхи разреза от 15 до 25 м мощностью сложены в разной степени доломитизированными известняками и доломитами, часто сильно окремненными и ожелезненными. Ожелезнение обуславливает их желтую, бурую, ржавую и красноватую окраску. Органические остатки, найденные только в карбонатных породах, очень скудны и плохой сохранности. Среди них определены: *Glomospira* sp. ind., *Endothyra* sp. ind., *Eostaffella* sp. ind., *Productus redesdalensis* M-Wood, *Pr. percostatus* Jan., *Striatifera striatus* Fisch., *Athyris* cf. *ambigua* Sow. и др.

Фаунистических данных для разграничения визейско-намюрских отложений Северного Тимана на серпуховские и протвинские недостаточно. По литологическим особенностям пород менее доломитизированные и более пестро окрашенные карбонатные отложения, составляющие верхние 5—10 м разреза нижнего карбона на Северном Тимане, близки к протвинским отложениям Южного Тимана, возраст которых там подтвержден фауной.

Средний отдел

Отложения среднего отдела известны по всей территории Тимана, они распространены шире образований нижнего отдела. Мощность и полнота разреза этих отложений подвержены значительным изменениям. Наиболее мощный и почти полный разрез отложений среднего отдела установлен на Южном Тимане, на отдельных участках (Зеленецкий) которого он достигает почти 300 м. Несколько меньшие, но также значительные мощности отложений среднего карбона известны на западном склоне Северного Тимана, где они не превышают 200 м. Самыми сокращенными по мощности и стратиграфической полноте являются среднекаменноугольные отложения восточного склона Среднего и Северного Тимана, где они колеблются от 25 до 50 м.

Разрез среднего отдела каменноугольной системы на Тимане представлен преимущественно карбонатными породами, которые в отличие от таковых нижнего отдела относительно меньше изменены вторичными процессами доломитизации и окремнения. Среди них присутствует много средне- и крупноорганогенно-обломочных разновидностей известняков, содержащих фауну фораминифер и брахиопод, а в верхах разреза большое развитие получают рифовые палеоаплизиновые образования. Терригенные породы имеют подчиненное значение.

В разрезах Южного Тимана глины, мергели и реже известковистые песчаники переслаиваются с известняками в той его части, которая соответствует низам московского яруса¹. На Северном Тимане глины и мергели подчинены известнякам преимущественно в разрезе нижнего (башкирского) яруса. На Среднем Тимане в сокращенных разрезах рассматриваемого подразделения терригенные породы встречаются очень редко.

В соответствии с унифицированной схемой 1956 г. средний отдел системы подразделяется на два яруса: башкирский и московский, при-

¹ По В. П. Бархатовой каляский. (Прим. ред.)

чем граница между ними принимается в подошве так называемого верейского горизонта, являющегося нижним членом московского яруса. В качестве стратотипов в унифицированной схеме используются разрезы Горной Башкирии и Подмосковья. Между тем оба эти разреза, весьма удаленные друг от друга, являются стратиграфически неполными (для данного подразделения) и составлены из ряда частных разрезов, увязанных между собой только приблизительно. Еще менее точным является сопоставление между собой сводных разрезов Подмосковья и Горной Башкирии, так как в первом представлена только верхняя, а во втором преимущественно нижняя половина разреза среднего отдела системы. Справедливость изложенного подтверждается тем, что С. В. Семихатова (1934б) для башкирского яруса дала первоначально два варианта такого сопоставления. До сих пор нельзя считать доказанным, что тот вариант сопоставления, которого С. В. Семихатова придерживается в настоящее время, является более правильным. Основным недостатком стратотипа, принятого в унифицированной схеме, является нечеткость границ верейского горизонта, из которых нижняя, определяющая подошву московского яруса, в Подмосковном разрезе отмечает поверхность размыва.

Таким образом, нижняя граница верейского горизонта в стратотипе не была установлена путем сравнения его фауны с фауной, происходящей из нижележащих отложений среднего карбона, т. е. она не является биостратиграфической. Граница эта свидетельствует лишь о новом трансгрессивном цикле, а именно о начале отложения осадков, относящихся к эпохе среднего карбона в Подмосковье. Отсутствие четкости в определении нижней границы верейского горизонта привело к отбивке ее в пределах Русской платформы на разных уровнях, а отсюда к известной путанице в стратиграфии¹.

Разрезом, пригодным для использования в качестве эталонного для отложений среднего отдела каменноугольной системы, развитых на территории Русской платформы, может служить только непрерывный полный разрез Донбасса. В этом разрезе точно так же, как и в полных разрезах Тимана, устанавливается с совершенной отчетливостью, что наиболее ярким событием в истории развития фауны на протяжении среднекаменноугольной эпохи, по своему масштабу лучше других свидетельствующим о начале нового века, является вытеснение фауны архаичных примитивных хориститов, известных под собирательным названием — башкирских, фауной тонкорестристых, так называемых московских хориститов, таких, как: *Choristites priscus* Eichw., *Ch. teschevi* Ivan., *Ch. senilis* Ivan.² и др. Этот этап в эволюции фауны брахиопод совпадает с развитием среди фораминифер разнообразного комплекса профузулинелл, среди которых руководящая роль принадлежит таким, как *Profusulinella prisca* Derghat, *Pr. priscoidea* Raus., *Pr. skelnevatica* Put. и др.

Итак, в составе среднего карбона Тимана выделяются оба яруса. Для полного уяснения их объемов необходимо остановиться еще на определении нижней и верхней границ самого отдела. Что касается нижней границы среднего карбона, то возможность и необходимость ее теоретического обсуждения на материалах Тимана исключена, поскольку в пределах рассматриваемой территории среднекаменно-

¹ Так, например, в Саратовском Поволжье к верейскому горизонту относят тепловскую свиту, которая соответствует свитам Н и I Донбасса, а на Южном Тимане под названием верейских описываются каширские образования.

² Здесь намеренно не цитируется *Choristites inferus* Ivan. Форма древняя, первые представители которой встречаются в отложении верхней половины разреза каляского яруса.

угольные отложения повсюду залегают трансгрессивно на отложениях нижнего отдела и более древних образованиях.

Иначе обстоит вопрос о верхней границе отдела на Тимане, поскольку как в южной, так и в северной его части имеется возможность проследить непрерывные разрезы отложений среднего и верхнего отделов карбона, а таким образом, и изучить пограничные между ними слои. Результаты этого изучения показывают, что наиболее ярким событием, пригодным для разграничения средне- и верхнекаменноугольных эпох, может служить появление прогрессивных форм брахиопод, пышное развитие которых происходит уже в нижнепермскую эпоху. Среди них надо отметить таких, как *Dictyoclostus* ex gr. *uralensis* Lich., *Horridonia praetimanica* V. Barchat., *Levicamera pseudosella* Step.

Одновременно с изменением состава брахиопод в комплексе фораминифер, сохраняющих еще вполне среднекаменноугольный отпечаток, появляются среди фузулиnell, фузулин и фузиелл многочисленные протритициты, обсолетесы и псевдотритициты. Нельзя не отметить также, что на этом уровне наблюдается угасание и даже полное исчезновение тонкорбристых, так называемых московских хориститов. Интерполируя указанный стратиграфический уровень на разрез карбона Донбасса, следует его наметить где-то в верхах свиты М (между M_8 и M_9). Таким образом, уровень, принятый в настоящей работе в качестве пограничного между средним и верхним отделами каменноугольной системы, является более низким по сравнению с тем, который определен унифицированной схемой, намечающей его внутри свиты N (по N_3).

Башкирский ярус¹

[Отложения башкирского яруса известны по всей территории Тимана, за исключением западного склона средней его части в бассейне р. Мезенской Пижмы. Наиболее мощные и полные разрезы отложений этого яруса развиты на Южном Тимане и западном склоне Северного Тимана. Здесь в составе их, по-видимому, отсутствуют только самые нижние слои, выделяемые некоторыми исследователями под названием краснополянских. Их отсутствие, однако, не может быть установлено с полной уверенностью ввиду слабой фаунистической охарактеризованности нижней части большинства разрезов этого подразделения. Максимальные мощности башкирских отложений не превышают 60—65 м. Минимальные мощности их установлены на восточном склоне Среднего Тимана в бассейне рек Цильмы и Мылы, где они не превышают по мощности 20—27 м (В. П. Бархатова, 1956 г.). В разрезах Южного и Среднего Тимана, а также восточного склона Северного Тимана в составе отложений башкирского яруса преобладают карбонатные породы. На западном склоне Северного Тимана в строении разреза примерно в равных количествах участвуют известняки, мергели и глины. Подразделение отложений башкирского яруса в пределах Тимана на более мелкие стратиграфические единицы очень затруднительно. К сожалению, в составе его не могут быть выделены ни те горизонты, которые определены в синхроничных отложениях Башкирии Л. П. Гроздиловой и Н. С. Лебедевой, ни те, которые известны по Пермскому Прикамью. В известной мере условно, главным образом по фораминиферам башкирские образования Тимана подразделяются на два

¹ Нет необходимости называть этот ярус каляским, как это делает В. П. Бархатова, поскольку подошва московского яруса принята стратиграфической конференцией 1960 г. для Донецкого разреза на уровне, указанном А. П. Ротаем, а название «башкирский» имеет приоритет. (Прим. ред.)

подъяруса: верхне- и нижнебашкирский. Нижний подъярус характеризуется присутствием многочисленных архидискусов, зоштаффелл, новелл к которым в верхах разреза присоединяются псевдоштаффеллы и профузулинеиллы. Наряду с этими фораминиферами в некоторых разрезах (Северный Тиман) присутствует громадное количество древних толсто-ребристых спириферид, близких к тем, за которыми в литературе укрепилось название башкирских. Верхний подъярус отличается наличием обильных озавайнеилл, шубертелл, псевдоштаффелл, расширением комплекса профузулинеилл и появлением единичных представителей тонко-ребристых хориститов.

Нижнебашкирский подъярус. Отложения нижнебашкирского подъяруса развиты на Северном и Южном Тимане. В пределах Среднего Тимана они отсутствуют. Наиболее мощные отложения нижнебашкирского подъяруса, и богатые фауной, известны на западном склоне Северного Тимана. Они представлены здесь переслаивающимися между собой глинами, мергелями и известняками, общая мощность которых достигает 40 м. Глины в основании разреза подъяруса не содержат фауны. Они пластичны и окрашены в зеленые, красные и фиолетовые цвета. В верхней половине разреза глины сильно карбонатны и имеют тусклую лиловатую и зеленовато-серую окраску. Так же окрашены обычно и мергели. К ним приурочена основная масса брахиопод.

Среди известняков подъяруса имеются конгломератовидные, оолитовые, обломочно-органогенные, водорослевые и глинистые разности. Часто известняки окремнены. Кремень присутствует в виде стяжений или тонких гофрированных пропластков. Описанные разрезы характеризуются наличием большого количества брахиоподовой фауны, среди которой преобладают линопродуктусы и крупные крылатые спириферы, относящиеся к новому роду парахориститов. Из фауны отсюда определены: *Asteroarchaediscus* cf. *baschkiricus* Krest. et Theod., *A. pustulus* Grozd. et Leb., *A. subbaschkiricus* Reitl., *Eostaffella acuta* Grozd. et Leb., *E. exiles* Grozd. et Leb., *E. postmosquensis* Kir., *Novella evoluta* Grozd. et Leb., *Novella primitivae* Raus., *Pseudoendothyra variabilis* Raus., *Ps.* cf. *illustria* Viss., *Pseudostaffella antiqua* Dutk. var. *grandis* Schlyk., *Ps. antiqua* var. *pressula* Grozd. et Leb., *Ps.* cf. *gorskyi* Dutk., *Ps.* cf. *timanica* Raus., *Profusulinella parva* Lee et Chen, *Chonetes carboniferus* Keys., *Linoproductus mosquensis* Fred., *Brachythyrina orlicus* Rot., *Parachoristites praevolongaensis* V. Barchat., *Parach. carus* V. Barchat., *Parach. (?) vetus* Rot. и др.

Несколько меньше максимальные мощности отложений подъяруса, развитых на Южном Тимане. Здесь они не превышают 20—25 м. В основании разреза подъяруса залегают брекчированные доломиты и известняки часто пестрой окраски, которым на отдельных участках подчинены маломощные прослой глины и мергелей. Остальная часть разреза подъяруса сложена преимущественно карбонатными породами, в разной степени доломитизированными известняками: обломочно-органогенными, конгломератовидными, оолитовыми и афанитовыми. Часто присутствуют стяжения красноватых и серо-голубых кремней. В составе фауны преобладают фораминиферы. Имеются также водоросли донецеллы и унгареллы. Комплекс фораминифер невелик, в нем преобладают зоштаффеллы, псевдоштаффеллы и архедискусы, уже отмеченные выше из нижнебашкирских отложений Северного Тимана.

Иначе выглядит разрез нижнебашкирских отложений восточного склона Северного Тимана, вскрытый реками Сулой и Щучьей. Мощность их здесь не превышает 13 м. В основании разреза на размытой резко неровной поверхности известняков протвинского надгоризонта залегает

пласт ярко-красной глины, переходящей сверху в мергель. Выше этой терригенной пачки, в которой не найдено остатков фауны, располагается комплекс переслаивающихся между собой глин, мергелей и известняков. Известняки, брекчиевидно-конгломератовидные и обломочно-органические, содержат большую примесь терригенного материала. В них содержится значительное количество фауны такого состава: *Asteroarchaediscus pustulus* Grozd. et Leb., *A. baschkiricus* Krest. et Theod., *Eostaffella exilis* Grozd. et Leb., *E. acuta* Grozd. et Leb., *Millerella tantilla* Gan., *Novella primitivae* Raus., *N. intermedia* Raus., *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* Dutk., *Pseudostaffella antiqua* Dutk. var. *grandis* Schlyk., *Chonetes carboniferus* Keys., *Linoproductus mosquensis* Fred., *Parachoristites volongaensis* Barchat., *Parach. carus* V. Barchat.

Верхнебашкирский подъярус. Отложения верхнебашкирского подъяруса развиты несколько шире по сравнению с только что описанными. Кроме Южного и Северного Тимана, они установлены также на восточном склоне Среднего Тимана. Наиболее мощный и богатый органическими остатками комплекс отложений верхнебашкирского подъяруса известен по буровым данным на Южном Тимане. Они представлены здесь преимущественно карбонатными породами, которым только на отдельных участках и лишь в нижней половине разреза подчинены маломощные прослои глин и мергелей. Среди известняков присутствуют оолитовые и конгломератовидные разности, но преобладающим распространением пользуются доломитизированные известняки местами с сохранившейся обломочно-органической структурой. Общая мощность этих отложений достигает 40 м.

В составе фауны, по данным П. П. Воложаниной и Н. Н. Фотиевой, имеется следующий комплекс форм: *Ozawainella tingi* Lee, *O. pararhomboidalis* Man., *Schubertella pauciseptata* Raus., *Sch. obscura* Lee et Chen, *Sch. obscura* Lee et Chen var. *compacta* Raus., *Pseudostaffella compressa* Raus., *Ps. minor* Raus., *Ps. gorskyi* Dutk., *Ps. confusa* Lee et Chen., *Verella spicata* Dalm., *Profusulinella pseudoaljutowica* Raus., *Ps. parva* Lee et Chen, *Pr. staffelliformis* Kir., *Pr. rhombiformis* var. *nibelensis* Raus., *Choristites bisulcatiformis* Sem., *Ch. inferus* Ivan., *Ch. cf. andygenis* Sem. и др. Здесь же следует заметить, что профузулинееллы становятся особенно многочисленны и разнообразны в верхней половине разреза.

На западном склоне Северного Тимана, в бассейне р. Волонги, мощность верхнебашкирских отложений составляет около 27 м. В строении разреза преобладают плотные окремненные, скорлуповатые и неструктурные мергели, которые переслаиваются с мелкообломочными известняками. Окраска мергеля зеленоватая и лиловатая, известняков — желтоватая. Очень редко встречаются тонкие прослои глин. Фауна в этой части разреза здесь немногочисленная. Отсюда найдены: *Asteroarchaediscus pustulus* Grozd. et Leb., *Eostaffella acutissima* Kir., *E. acuta* Grozd. et Leb., *E. postmosquensis* Kir., *E. korobcheevi* Raus., *E. mutabilis* Raus., *Novella primitivae* Raus., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. cf. proosawai* Kir., *Ps. timanica* Raus., *Profusulinella parva* Lee et Chen, *Entteletes lamarcki* Fisch., *Chonetes carboniferus* Keys., *Linoproductus mosquensis* Fred., *Parachoristites volongaensis* V. Barchat., *Composita trautscholdi* Fred.

Еще меньше мощность верхнебашкирских отложений на восточном склоне Северного Тимана, где она обнажена лучше всего по рекам Щучьей и Суле. Здесь в составе разреза подъяруса преобладают однообразные мелкозернистые сильнодоломитизированные известняки и доломиты желтоватой и желто-серой окраски, общая мощность которых

не превышает 20 м. В верхах разреза известняки участками сохраняют первичное обломочно-органогенное строение, местами же сильно выщелочены, кавернозны и даже пещеристы. Большие пустоты образовались вследствие выщелачивания полипняков кораллов. Фауна этих отложений очень бедна. Отсюда определены: *Pseudoendothyra* Dutk., *Ps. cf. dagmarae* Dutk., *Ps. preobrajenskii* Dutk., *Ps. fraudulenta* Raus., *Pseudostaffella antiqua* Dutk. var. *posterior* Raus., *Profusulinella* cf. *parva* Lee et Chen, *Chaetetes lungtanensis* Lee et Chen, *Litosrotionella stilaocis* Tr., *Moskovia distincta* Sok., *Lonsdaleia portlocki* Stuck., *Linoproductus indigaensis* sp. nov. и др.

Небольшие разрезы этого подразделения наблюдаются также по рекам Индиге и Большой Щелихе. На восточном склоне Среднего Тимана, по рекам Цильме и Мыле мощность верхнебашкирских отложений также не превышает 20—27 м. По р. Мыле они вскрыты в верхнем по течению конце обнажения, носящего название «Верхний Камень». Здесь мощность их около 27 м. В строении разреза принимают участие сильно доломитизированные известняки и доломиты, местами сохранившие первичную обломочно-органогенную структуру. Они залегают на известняках протвинского надгоризонта и покрываются известняками, относящимися к верхним горизонтам московского яруса, будучи ограничены таким образом снизу и сверху поверхностями размыва, которые в обнажении, однако, не улавливаются. Из фауны в отложениях подъяруса отсюда определены: *Bradyina nautiliformis* Moell., *Pseudoendothyra* cf. *timanica* Raus., *P. cf. bradyi* Moell., *P. pseudosphaeroidea* Dutk., *P. raja* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella* cf. *minjarica* Grozd. et Leb., *Schubertella pseudoglobulosus* Saf., *Sch. obscura* Lee et Chen, *Sch. obscura* Lee et Chen var. *procera* Saf., *Profusulinella parva* Lee et Chen и др.

По р. Цильме верхнебашкирские отложения вскрыты в 6—7 км ниже д. Номбур в урочищах Приступки и Щепины Горы. Здесь состав отложений и их положение в разрезе, в общем, подобны тому, которое наблюдалось по р. Мыле. Мощность отложений 18—20 м. Фауна очень бедная и в комплексе ее преобладают архаические формы. Среди них определены: *Asteroarchaediscus pustulus* Grozd et Leb., *A. subbaschkiricus* Reitl., *Plectogyra bradyi* Mikh. var. *iregularis* Reitl., *Eostaffella korobcheevi* Raus., *E. pseudostruvei* Raus. et Bel. var. *chomatifera* Кор., *E. umbilicata* Кор., *Pseudoendothyra keltmensis* Raus., *Schubertella obscura* Lee et Chen и др.

Приведенный список фауны не свидетельствует сам по себе о принадлежности вмещающих их отложений к верхней половине башкирского яруса. Они относятся сюда по сопоставлению с отложениями р. Мылы, где наряду с древними формами встречаются и профузулиеллы. В целом же по литологическим особенностям пород и по характеру залегания описанные верхнебашкирские отложения очень близки к синхроничным отложениям восточного склона Северного Тимана, обнаженным по рекам Суле и Щучьей.

Московский ярус

Отложения московского яруса известны по территории всего Тимана, но мощность их и полнота разреза подвержены значительным изменениям. Наиболее мощный и полный разрез известен на площадях Южного Тимана и западного склона северной его части (бассейн р. Волонги), где он колеблется от 220 до 130 м. На западном склоне Среднего Тимана мощность московских отложений не более 80 м.) Здесь отсутствует примерно нижняя треть разреза. Самые маломощные

отложения московского яруса установлены в пределах восточного склона Северного (бассейн рек Индиги и Сулы) и Среднего (бассейн рек Мылы и Цильмы) Тимана. Здесь вследствие размывов или первичного отсутствия осадков разрез яруса сокращен до нескольких метров. В составе его, по-видимому, получили развитие только самые верхние слои.

В строении московского яруса преобладают карбонатные породы. На Южном Тимане в нижней трети разреза карбонатным породам подчинены довольно мощные слои и пачки глин, мергелей и реже известковистых песчаников. В полных разрезах Северного Тимана роль терригенных пород значительно уменьшается. Она сведена до минимума в сокращенных разрезах московского яруса, известных по Среднему Тиману и восточному склону северной его части.

По унифицированной схеме разрез московского яруса подразделяется на четыре горизонта. Опираясь на данные по Тиману и проверяя их по эталонному разрезу Донбасса, В. П. Бархатова выделяет в составе московского яруса лишь три подразделения и называет их: нижний, средний и верхний московские подъярусы, или волонгский, ильский и сульский горизонты¹. Для нижнего горизонта характерно появление фузулинелл на фоне разнообразного комплекса профузулинелл, среди которых с самого основания яруса встречаются такие формы, как: *Profusulinella prisca* Der gat., *Pr. priscoidea* R a u s., *Pr. skelnevatica* P u t. Из брахиопод для волонгского горизонта свойственны многочисленные хориститы, относящиеся к группе: *Choristites priscus* E i e h w., *Ch. teschewi* I v a n., *Ch. senilis* I v a n. и др.

Ильский горизонт является царством *Choristites sowerbyi* F i s c h., *Ch. mosguensis* F i s c h., *Ch. latecostateformis* M i l., с которыми из фораминифер сочетаются фузулинеллы, фузулины, фузиеллы и первые ведекинделлины. Из фузулинелл наиболее типична *Fusulinella colaniae* L e e et C h e n. Из фузиелл наиболее часто встречается *Fusiella typica* R a u s., а фузулины представлены такими формами, как *Fusulina samarica* R a u s., *Fusulina elegans* R a u s.

Наконец, сульский горизонт характеризуется как комплекс фораминифер из разнообразных фузулинелл и ведекинделлин. Из брахиопод здесь постоянно присутствуют толсторебристые хориститы самарского типа и те из них, которые описаны из свиты М Донецкого бассейна Д. И. Иловайским: *Choristites ustinovi* J l o v., *Ch. sophiae* J l o v. и др.

Перечисленные горизонты по составу брахиопод хорошо сопоставляются (соответственно) со свитами К (без нижней части), L и М (без верхов) эталонного разреза Донбасса. В работах ухтинских геологов П. П. Волжаниной и В. А. Разницина (1955—1959 гг.) волонгскому горизонту соответствует часть разреза, описываемая ими как верейский горизонт и нижняя половина каширского, ильского — остальная часть каширского и подольский горизонт и, наконец, сульскому — горизонт мячковский.

Волонгский горизонт. Отложения этого горизонта на площади Южного Тимана известны преимущественно по буровым данным, а по естественным обнажениям только в пределах бассейна р. Волонги на западном склоне северной оконечности Тимана.

Более мощный разрез этого подразделения развит на Южном Тимане. Здесь он представлен обломочно-органогенными, брекчиевидно-конгломератовидными и оолитовыми известняками, переслаивающимися со сланцеватыми глинами, глинисто-известковистыми песчаниками и алев-

¹ Правильно считать эти подразделения горизонтами с географическими названиями. (Прим. ред.)

ролитами. Глины слагают пачки мощностью до 3—5 м и даже 7 м. Прослой песчаников измеряются сантиметрами. Известняки в нижней части разреза часто ожелезнены, а участками содержат много глауконита. Общая мощность описываемых отложений колеблется в пределах 20—70 м.

Органические остатки горизонта обильны и отличаются хорошей сохранностью. Среди них преобладают фораминиферы и брахиоподы. Руководящими формами являются: *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., *Ps. ozawai* Lee et Chen, *Profusulinella aljutovica* Raus., *Pr. prisca* var. *timanica* Kir., *Pr. prisca* var. *sphaerica* Raus., *Pr. priscoidea* Raus., *Pr. skelnevatica* Put., *Fusulinella schubertellinoides* Put. et Leont., *Marginifera kaschirica* Jvan., *Choristites priscus* Eichw., *Ch. radiculosus* Jvan., *Neospirifer attenuatiformis* Jvan. и др.

На западном склоне Северного Тимана волонгские отложения лучше всего вскрыты по р. Волонге и несколько хуже по побережью Чешской губы на Сувойном мысу. Низы разреза представлены переслаивающимися глинами, мергелями и известняками, верхи — одними известняками. Общая мощность этих пород не превышает 35 м. Глины горизонта сильно известковисты. Они имеют зеленовато-серую, фиолетовую, а изредка и кирпично-красную окраску. Обычно они содержат богатую фауну брахиопод, кораллов и мшанок.

Среди известняков выделяется несколько разновидностей. Так, известняки нижней половины разреза (в толще переслаивания с глинами) богаты терригенным материалом и часто обладают брекчиевидной конгломератовидной структурой. Окраска их пятнистая зеленовато-фиолетовая. Известняки верхней половины разреза отличаются мелкообломочным и обломочно-органогенным сложением. Среди последних имеются фораминиферовые, коралловые и брахиоподовые разновидности. Эти известняки желтовато-бурой и светло-серой окраски.

В составе богатой и обычно хорошо сохранившейся фауны преобладают фораминиферы и брахиоподы. Среди последних преимущественным распространением пользуются тонкорребристые хориститы. Характерным комплексом форм является следующий: *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb., *Oz. donbassensis* Sosn., *Oz. dolixa* Man., *Oz. mosquensis* Raus., *Oz. paratingi* Lee, *Pseudostaffella larionovae* Raus. et Saf., *Ps. ozawai* Lee et Chen (в верхней половине), *Profusulinella brevissima* Put., *Pr. prisca* Derpat. (и ее разновидности в большом количестве с основания подъяруса), *Pr. priscoidea* Raus., *Pr. saratovica* Put., *Fusulinella schubertellinoides* Put. et Leont., *F. ex gr. bocki* Moell., *Chonetes carboniferus* Keys., *Dictyoclostus cf. inflatiformis* Ivan., *Choristites teschevi* Ivan., *Ch. priscus* Eichw., *Ch. uralicus breviculus* Ivan., *Ch. radiculosus* Ivan. и др.

Ильский горизонт. Отложения ильского горизонта имеют несколько более широкое распространение по сравнению с только что описанными образованиями нижнего горизонта. Кроме территории Южного Тимана и западного склона Северного Тимана, они присутствуют также на западном склоне Среднего Тимана в бассейне рек Мезенской Пижмы и Мезени.

На Южном Тимане мощность описываемых отложений колеблется от 40 до 100 м. В строении их разреза участвуют почти исключительно карбонатные породы, которым только в низах его участками подчинены прослой маломощных глин.

Среди известняков преобладают мелкообломочные сильнодоломитизированные разновидности, которые переслаиваются с прослоями обломочно-органогенных и водорослевых известняков, а также глинистых доломитов. Окраска пород желтоватая и светло-серая, реже зеленоватая.

Вследствие сильного развития доломитизации органические остатки подъяруса сравнительно скудны. По данным ухтинских геологов (П. П. Воложанина), отсюда отмечаются только фораминиферы. Состав их следующий: *Fusiella typica* Lee et Chen, *F. typica* var. *ventricosa* Raus., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F. paracolaniae* Saf., *F. colaniae* var. *divexa* Raus., *F. bocki* Moell., *Fusulina ozawai* Lee et Chen, *F. samarica* Raus., *Wedekindellina uralica* Dutk. Кроме того, имеется обширный комплекс псевдоштаффелл, шубертелл и профузулиnell, перешедших сюда из подстилающих отложений.

На западном склоне Северного Тимана отложения ильского горизонта хорошо обнажены по р. Волонге и по побережью Чешской губы на Сувойном мысу. Здесь мощность их не превышает 30 м. В строении разреза участвуют почти исключительно карбонатные породы с ничтожными пропластками глин.

Карбонатные породы представлены преимущественно известняками, среди которых преобладают обломочно-органогенные (коралловые, брахиоподовые и фораминиферовые) и водорослевые (главным образом березелловые) разновидности. Окраска известняков светло-серая, почти белая, слабо-желтоватая и голубоватая. Для них характерно присутствие большого количества округлых кремневых стяжений серого цвета. Известнякам подчинены очень плотные окремненные яснослоистые мергели голубовато-серой окраски. Фауна горизонта богатая, но довольно однообразная, по преимуществу фораминиферово-брахиоподовая. Типичным является следующий комплекс форм: *Pseudostaffella ivanovi* Raus., *Ps. ozawai* var. *compacta* Man., *Ps. rostovsevi* Raus., *Ps. sarnica* Raus. et Saf., *Fusiella typica* Lee et Chen, *F. pulchella* Saf., *Fusulinella bocki* Moell., *F. colaniae* Lee et Chen, *Wedekindellina uralica* Dutk., *Fusulina samarica* Raus., *F. elegans* Raus., *Chonetes carboniferus* Keys., *Dictyoclostus* cf. *semireticulatus* Mart., *Neospirifer tegulatus* Trd., *Ch. sowerbyi* Fisch., *Ch. mosquensis* Fisch., *Ch. densicostatus* Ivan., *Ch. latecostateformis* Mil., *Brachythyridine strangewaisi* Verp., *Martinia timanica* Tschern.

На западном склоне Среднего Тимана, в бассейне р. Мезенской Пижмы, описываемые отложения составляют нижнюю часть 60—80-метровой толщи, относящейся к московскому ярусу. Они выражены здесь очень однообразными сильнодоломитизированными и ожелезненными известняками и доломитами, очень бедными фауной. Контакт их с более древними образованиями наблюдался только в одном пункте: выше д. Щегмас, в урочище Ласточкина Щелья. Здесь брекчированные, ожелезненные известняки и доломиты залегают на 12-метровой толще глин с прослоями песчаников, которые в свою очередь подстилаются однообразными слюдястыми песчаниками, типичными для верхнего девона.

Несмотря на отсутствие органических остатков, девонский возраст принимается для всей терригенной толщи на основании ее сходства по литологическим особенностям пород с терригенными девонскими образованиями из других пунктов, возраст которых там подтвержден фауной. Не исключена возможность, однако, более молодого возраста глинистой толщи, являющейся все же своеобразной. Самые нижние слои карбонатной толщи мощностью 3—4 м, которые представлены по р. Мезенской Пижме брекчированными породами, охарактеризованы одними остракодами, оставшимися пока не изученными.

Сразу выше в прослоях известняков, сохранивших обломочно-органогенную структуру, найдены довольно многочисленные *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch.* cf. *uralicus* Leb. и др. находка этой фауны определяет ильский возраст вмещаю-

щих их отложений, мощность которых, однако, не может быть определена даже приблизительно, так как остальная часть разреза является практически немой.

По р. Мезени в выходах ниже устья р. Нюспола-йоль обнажена толща обломочно-органогенных известняков, очень близкая по своим литологическим особенностям к ильским отложениям, вскрытым на Северном Тимане р. Волонгой. В них определен типичный комплекс фораминифер и многочисленные тонкоробристые хориститы, относящиеся к группе *Choristites sowerbyi* Fisch. (Бархатова, 1957). Видимая мощность этих отложений здесь около 10 м. Надо полагать, что мощность отложений рассматриваемого подразделения на западном склоне Среднего Тимана не превышает мощности синхроничных образований, развитых на Северном Тимане.

Сульский горизонт. Предполагается, что отложения сульского горизонта распространены по всему Тиману, хотя их возраст на западном склоне Среднего Тимана на площади бассейна рек Мезенской Пижмы и Мезени фаунистически не подтвержден.

В составе разреза горизонта участвуют только карбонатные породы, общая мощность которых колеблется от нескольких метров почти до 90 м. Наиболее мощный (до 90 м) разрез его установлен буровыми скважинами на Южном Тимане. В естественных обнажениях, известных по рекам Сойве, Нибели и Пижме и на Джеджимской Парме, вскрыта только небольшая часть разреза этого подразделения. Породами горизонта здесь являются разнообразные известняки, обломочно-органогенные, водорослевые, мелкообломочные, в той или иной мере доломитизированные. Доломитизация увеличивается в южном направлении. Из фауны, по данным ухтинских геологов, отсюда приводятся преимущественно фораминиферы. Из них следует отметить следующий комплекс типичных форм: *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. bocki* Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen, *Fusulina consobrina* Saf., *Wedekindellina uralica* Dutk., *W. dutkevichi* Raus. и др.

На западном склоне Северного Тимана максимальные мощности описываемых отложений составляют около 65 м. Здесь они хорошо обнажены по р. Волонге и на Сувойном мысу. Разрез сложен переслаивающимися доломитами и известняками. Доломиты очень однообразного характера, преимущественно скрыто- и мелкокристаллические желтоватой окраски. Они слагают пакки в 3—5 и даже 7 м мощностью. Из фауны в доломитах встречаются только редкие раковины брахиопод. Среди известняков преобладают два типа — известняки обломочно-органогенные, чаще всего фораминиферовые светло-серой и желтоватой окраски и рифовые палеоаплезиновые известняки, отличающиеся обычно белым цветом. Массивные палеоаплезиновые известняки образуют рифы 2—3—6 м мощностью. Фауна в них очень редка. Наименее мощными являются обломочно-органогенные известняки, составляющие тонкослоистые пакки от 0,5 до 3 м.

Основная фауна, связанная с этими известняками, представлена фораминиферами и брахиоподами, из которых необходимо привести следующий типичный комплекс: *Pseudostaffella nibelensis* Raus., *Ps. sphaeroidea* Ehrenb., *Ps. umbilicata* Put., *Schubertella mjachcovensis* Grozd. et Leb., *Profusulinella librovitschi* Dutk., *Fusulinella bocki* Moell., *F. vozgalica* Saf., *F. gerassimovi* Saf., *F. eopulchra* Raus., *F. pulchra* Raus. et Bel., *Wedekindellina dutkevitchi* Raus. et Bel., *W. uralica* Dutk., *W. curta* Grozd. et Leb., *Brachythyridine strangwaisi* Vern., *Choristites trautscholdi* Stuck., *Ch. cf. supramosquensis* Nik., *Ch. ustynovi* Il'ov., *Ch. sophia* Il'ov., *Brachithiris volongaensis* sp. nov., *Levicamera pseudosella* Ster. и др.

На восточном склоне Северного Тимана отложения сульского горизонта представлены пачкой карбонатных пород, снизу и сверху ограниченной поверхностями размыва. Следы размывов прослеживаются и внутри этой пачки. Мощность отложений этого подразделения (максимальная) составляет около 13 м (по р. Суле), а участками не превышает нескольких метров (бассейн р. Индиги). Разрез горизонта представлен известняками, содержащими тонкие пропластки глин. Среди известняков выделяются обломочно-органогенные, фораминиферовые, водорослевые и афанитовые разности. Имеются также брекчиевидноконгломератовидные известняки, богатые терригенным материалом, маркирующие поверхности размыва. Фауна горизонта бедна и однообразна. Среди фораминифер главная роль принадлежит параштаффеллам. Руководящие формы встречаются редко. Очень редки и брахиоподы. Отсюда определены: *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* Dutk., *Ps. dagmarae* Dutk., *P. preobrajenskijii* Dutk., *P. keltmensis* Raus., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *Brachythyris strangwaisi* Verh., *Choristites* ex gr. *sowerbyi* Fisch. и др.

Очень близок описанному разрез сульских отложений, установленный на восточном склоне Среднего Тимана по рекам Цильме и Мыле. Он представлен обломочно-органогенными известняками, в той или иной мере доломитизированными, мощность которых колеблется от 4 до 12 м.

Более мощный и лучше фаунистически охарактеризованный разрез вскрыт по р. Цильме в 6—7 км ниже д. Номбур в урочищах Щепины Горы и Приступки. Мощность сульских отложений колеблется здесь от 6 до 12 м. В составе фауны их определены: *Bradyina nautiliformis* Moell., *Pseudoendothyra* ex gr. *bradyi* Moell., *Ps. pseudosphaeroidea* Dutk., *Ps. preobrajenskyi* Dutk., *Ps. dagmarae* Dutk., *Profusulinella pseudorhomboides* Put., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. eopulchra* Raus., *F. pseudobocki* Lee et Chen, *F. iowensis* Thomps., *F. colaniae* Lee et Chen. и др.

По р. Мыле отложения этого подразделения имеют мощность около 4—5 м. Они вскрыты в урочище Верхний Камень по левому берегу р. Мылы в 6 км выше д. Мыла. Здесь найдена очень бедная фауна такого состава: *Pseudoendothyra dagmarae* Dutk., *Ps. pseudosphaeroidea* Dutk., *Fusulinella* ex gr. *pulchra* Raus. et Bel. и др.

Наконец, отложения сульского горизонта предположительно выделены в разрезах р. Мезенской Пижмы на западном склоне Среднего Тимана. Здесь они составляют верхнюю половину 80-метровой толщи карбонатных пород, которую с размывом перекрывают отложения верхнего карбона. Толща предположительно верхнемосковских образований органических остатков не содержит, но по литологическим особенностям слагающих ее пород — доломитов и палеоаплезиновых рифовых известняков — весьма напоминает синхроничные отложения, вскрытые по р. Волонге. Справедливость такой оценки возраста подтверждается и соответствующим положением в разрезе описываемой толщи между фаунистически охарактеризованными образованиями ильского горизонта и отложениями верхнего отдела системы.

Верхний отдел

Переходя к описанию отложений верхнего отдела каменноугольной системы, следует в целях большей ясности еще раз остановиться на определении его объема, положения нижней и верхней границ, а также рассмотреть еще не затронутый вопрос о подразделении верхнего карбона на более мелкие стратиграфические единицы — ярусы и горизонты.

Унифицированной схемой в качестве стратотипа для верхнего карбона предусматривается разрез Подмоскovie. Как известно, именно в Подмоскovie отложения верхнего карбона обнажены исключительно плохо. Они вскрыты в мелких разрозненных не сопоставимых между собой выходах у Дорогомилловской заставы, г. Касимова, в районе г. Гжели и в других пунктах, по которым нельзя получить представления ни о сводном разрезе верхнекаменноугольных отложений, ни о их контактах с подстилающими и покрывающими образованиями. Кроме того, самые верхи разреза верхнего карбона, так же как и разрез нижней перми, представлены здесь отложениями бассейна ненормальной солености, на основании изучения которых нельзя делать выводы, имеющие принципиальное значение. Непригодным в качестве стратотипа в данном случае является и прекрасный в других отношениях разрез Донбасса, где верхняя половина толщи отложений верхнего карбона выражена крайне своеобразно и очень бедна фауной.

Принципы выделения и расчленения отложений верхнего карбона Тимана, принятые в настоящей работе, выработаны на основании изучения материалов самого Тимана, а также их сравнения и увязки с материалами по синхроничным образованиям Оренбургского Приуралья. Разрез последнего наиболее близко удовлетворяет требованиям, предъявляемым к стратотипу рассматриваемого подразделения.

На западном склоне Северного Тимана, в бассейне р. Волонги, вскрыт непрерывный, полный разрез отложений верхнего отдела каменноугольной системы и их контакты с образованиями среднего отдела и перми¹. Отложения карбона, так же как и нижней перми, представлены здесь слоистыми карбонатными породами с богатой морской фауной. Изучение развития одних и тех же групп фауны по их остаткам из непрерывного разреза позволило установить в нем ряд четких уровней, отмечающих смены комплексов фауны и начальные моменты новых этапов ее развития. Изменения в составе фауны на этих рубежах отличаются по своему масштабу, в связи с чем можно выделить рубежи первого, второго, третьего и четвертого порядка. Уровень, или рубеж, первого порядка, свидетельствующий о наиболее крупной смене состава фауны (определяющийся по фораминиферам, мшанкам, кораллам, брахиоподам и иглокожим), был установлен внутри швагеринового горизонта (в понимании его унифицированной схемы).

По фораминиферам он устанавливается по появлению парашвагерин, псевдошвагерин и большого количества видов псевдофузулин, которые отсутствуют в нижележащих отложениях и являются предковыми по отношению к тем, которые расцветают в вышележащих образованиях тастубского горизонта. Среди мшанок здесь появляются обильные новые виды, относящиеся к родам: косциниум, архимедес, тиманотрипа, тиманодихтия, табулипора, аскопора, полипора и фенестелла. В комплексе кораллов возникают колониальные призматические ругозы, своеобразные михелинии, известные до сих пор лишь из американской перми, гигантские одиночные тимании и астреовидные кораллы. Иголкожие здесь представлены бластоидеями, ежами с шаровидными иглами, не встречающимися в подстилающих отложениях, и такими родами лилий, как кадокринус, графокринус, стахиокринус, лападокринус и неозеокринус, которые известны из «средней» перми США. Наконец, в комплексе брахиопод хориститы, столь характерные для

¹ Полные непрерывные разрезы карбона и перми вскрыты также в ряде скважин, пробуренных на Южном Тимане. Они изучены детально, но преимущественно с точки зрения содержащихся в них фораминифер (П. П. Воложанина, 1950—1959). Отдельные части разреза верхнего карбона обнаружены, кроме того, в ряде пунктов на территории Тимана.

отложений среднего и верхнего отделов каменноугольной системы, почти полностью вытесняются быстро развивающимися спирифереллами, относящимися к группе *Spiriferella saranae* Verp. На смену мелким каменноугольным хонетесам появляются громадные струйчатые хонетесы группы *Chonetes variolates* Tschern. non d'Orb. Пышно расцветает комплекс новых видов хорридоний, бухстоний, линопродуктусов, диктиоклостусов, канкринелл и других групп продуктид.

Этот рубеж первого порядка Тиманского разреза совпадает с тем, который в разрезах Оренбургского Приуралья определяется В. Е. Руженцевым появлением ассельского комплекса гониатитов. В настоящей работе он принят на границу карбона и перми¹. Следующий по значению рубеж определяется появлением в составе фауны брахиопод ряда форм, принадлежащих к прогрессивным ее элементам, поскольку они развиваются и достигают расцвета в вышележащих отложениях. Сюда относятся первые представители нового рода хорридония и предковые формы таких пермских видов, как: *Dictyoclostus uralensis* Lich., *Lino-productus rhiphaeus* Step., *Waagenoconcha irginae* Stuck. и др.

Изменение в составе фауны брахиопод сочетается с появлением среди фораминифер протритицитов, псевдотритицитов, обсолетесов и увеличением представителей рода фузулинелл. Начало этого этапа совпадает в разрезе с подошвой протритицитовых слоев унифицированной схемы и принимается в настоящей работе за нижнюю границу верхнего карбона. Выделенный, таким образом, комплекс отложений, принадлежащих верхнему отделу каменноугольной системы, подразделяется на две примерно равные части уровнем третьего порядка. В разрезе он определяется появлением в комплексе фораминифер складчатых тритицитов и первых псевдофузулин. На составе брахиоподовой фауны этот уровень никак не сказывается. Важно отметить, однако, что в разрезах карбона Оренбургского Приуралья на этом рубеже появляется так называемый оренбургский комплекс гониатитов, который послужил В. Е. Руженцеву основанием для подразделения верхнего отдела на два яруса: жигулевский и оренбургский. Однако здесь следует отметить, что только нижнее подразделение верхнего карбона Тиманского разреза соответствует жигулевскому ярусу схемы В. Е. Руженцева, тогда как верхнее подразделение несколько расширено за счет включения низов швагеринового горизонта и является большим по объему, чем оренбургский ярус упомянутого исследователя.

Оба яруса на основании изменений в составе фауны фораминифер делят каждый в свою очередь на два горизонта, рубежи или уровни четвертого порядка. Рубеж внутри нижнего яруса определяется появлением в разрезе тритицитов и квазифузулин. Деление верхнего подразделения производится по появлению швагерин.

Верхний карбон, в принятых границах, представлен комплексом преимущественно карбонатных пород, обычно слоистых известняков, в той или иной мере доломитизированных, реже рифовых образований. Окраска пород желтоватая, желто-серая и почти белая. Мощность этих отложений достигает 150 м. Наиболее мощные отложения верхнего карбона известны на юге Тимана и на западном склоне его северной оконечности, где прослеживаются полные непрерывные разрезы.

На остальной площади Тимана мощности отложений верхнего карбона сокращены и в разрезах наблюдаются большие нерерывы

¹ В отличие от В. Е. Руженцева (1938—1955) положение этого уровня определяется не в подошве, а внутри швагеринового горизонта.

в осадконакоплении. Есть основания полагать, что в бассейне р. Выми отложения верхнего отдела вообще отсутствуют и на образованиях сульского горизонта московского яруса непосредственно залегают отложения нижней перми.

Гжельский ярус¹

Отложения этого яруса развиты на большей части площади Тимана. Исключением является только бассейн р. Выми, где они, по видимому, полностью отсутствуют. Предполагают, что они отсутствуют и в бассейне рек Мезени и Мезенской Пижмы. В составе разреза этого подразделения участвуют известняки, доломитизированные известняки и доломиты. На отдельных площадях им подчинены маломощные прослои карбонатных глин. Общая мощность отложений яруса не превышает 75 м. Полные разрезы этого подразделения известны на Южном Тимане и западном склоне Северного Тимана. На других участках территории Тимана отложения гжельского яруса сокращены по мощности и стратиграфически неполноценны.

В составе гжельского яруса признается существование двух горизонтов: буркемского и одесского, которые отличаются по комплексу фораминифер. Первый характеризуется наличием протритицитов, псевдотритицитов и обсолетесов, а второй определяется появлением тритицитов и квазифузулин.

Буркемский горизонт. Отложения этого подразделения выделяются только в полных разрезах на Южном Тимане и западном склоне Северного Тимана. Здесь они представлены комплексом карбонатных пород, мощность которых не превышает 25 м, а обычно около 15 м. Среди карбонатных пород этого горизонта преобладают тонкообломочные, в разной степени доломитизированные известняки, которым подчинены прослои обломочно-органогенных, фораминиферовых известняков. Состав фауны подразделения преимущественно фораминиферовый. Брахиоподы встречаются редко. В фауне фораминифер на фоне фузулиново-фузулинеллового комплекса форм, перешедших сюда из отложений среднего карбона, появляются протритициты, псевдотритициты и обсолетесы.

В естественных обнажениях наиболее хорошие разрезы описываемого горизонта известны по р. Волонге на западном склоне Северного Тимана. Особенно хорошо они обнажены на правом берегу р. Волонги в урочище Большая Покаяма. Сюда относится комплекс карбонатных пород, слоистых и рифовых, общей мощностью 15—20 м, относительно бедных органическими остатками. Кроме водорослей, слагающих рифовые разности пород, найдены фораминиферы и брахиоподы. Из них характерны: *Fusiella typica* var. *ventricosa* Raus., *F. lancetiformis* Put., *Fusulinella mosquensis* Raus. et Saf., *F. pseudobocki* Lee et Chen, *F. rara* Schlyk., *F. usvae* Dutk., *Protriticites ovatus* Put., *Pr. ovoides* Put., *Pr. parvulus* Kir., *Pr. plicatus* var. *bella* Kir., *Pr. pseudomontiparus* Put., *Pr. subschwagerinoides* Ros., *Choristites komiensis* V. Barchat., *Ch. trautscholdi* Stuck., *Levicamera pseudosella* Ster. и др.

Примерно тот же комплекс фораминифер известен из отложений этого горизонта по разрезам скважин, пробуренных на территории Южного Тимана. Здесь мощность относящихся сюда образований колеблется в пределах от 15 до 25 м. В составе разреза преобладают карбонатные породы, которым в его основании подчинены тонкие про-

¹ В. П. Бархатова называет его жигулевским, однако для этого нет оснований, поскольку В. Е. Руженцев теперь признает старое название — гжельский. (Прим. ред.)

слои глин. Значительно менее отчетливо выделяются отложения этого горизонта на восточном склоне Северного и Среднего Тимана, где сюда относится комплекс карбонатных пород, мощность которых составляет около 20 м на реках Суле, Щучьей и Индиге, около 15 м на р. Белой и не более 5 м на р. Большой Щелихе и мысе Святом. Здесь в составе разреза, кроме фораминиферных водорослевых и гидроидных известняков, встречаются своеобразные известняки, содержащие большое количество зерен кварца и глауконита, которые обладают гладкими поверхностями напластований и иногда характеризуются сложной кривой слоистостью. Фауна горизонта бедна. Здесь найдены: *Pseudoendothura dagmerae* Dutk., *Ps. preobrajenskyi* Dutk., *Ps. pseudosphaeroidea* Dutk., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. bocki* Moell., *F. usvae* Dutk., *Horridonia praetimanica* V. Barchat., *Choristites trautcholdi* Stuck., *Omphalotrochus whithney* Meek. и др.

На восточном склоне Среднего Тимана в бассейне рек Мылы и Цильмы отложения буркемского горизонта вскрыты в урочищах Приступки, Щепины Горы и Верхний Камень, где они представлены преимущественно сильнодоломитизированными известняками и доломитами, скрытокристаллическими и мелкообломочными, общая мощность которых не превышает 6—12 м. Из органических остатков в них найдены только фораминиферы, которые выражены преимущественно комплексом зоштаффелл и параштаффелл. Однако нахождение среди них таких, хотя и немногочисленных форм, как: *Fusulinella usvae* Dutk., *Pseudotrilitices brazhnikovi* Put. и др., делает их отнесение к буркемскому горизонту наиболее вероятным. Наконец, на западном склоне Среднего Тимана в бассейне рек Мезени и Мезенской Пижмы, где весь разрез карбона очень сокращен по мощности, имеющиеся данные свидетельствуют скорее об отсутствии на этой территории отложений рассматриваемого подразделения. Следует, однако, отметить, что развитые здесь образования камменноугольной системы отличаются в целом сильной доломитизацией и бедной фауной, что не позволяет делать выводов в категорической форме.

Одесский горизонт. Отложения одесского горизонта хорошо выделяются только в полных разрезах верхнего отдела камменноугольной системы на Южном Тимане и западном склоне Северного Тимана. Присутствие их в разрезах восточного склона Северного и Среднего Тимана не подтверждается. Не исключена возможность, однако, что и на этих площадях кое-где развиты очень небольшие по мощности комплексы пород, относящиеся к этому подразделению. С большей определенностью можно утверждать об их полном отсутствии на западном склоне Среднего Тимана в бассейне рек Мезени и Мезенской Пижмы. Наиболее хорошие разрезы одесского горизонта мощностью до 60 м известны по естественным обнажениям на западном склоне Северного Тимана в бассейне р. Волонги. Они вскрыты здесь в ряде пунктов, но лучше всего прослеживаются в урочище Большая Покаяма и ниже урочища Каменный Переход. Здесь нижняя половина разреза описываемого горизонта сложена преимущественно сильнодоломитизированными известняками желтоватой окраски, только участками сохранившими обломочно-органогенную структуру. Верхи разреза представлены тонкообломочными, иногда глинистыми известняками, которым подчинены прослои карбонатных глин и пропластки обломочно-органогенных известняков. К последним приурочена основная масса фауны, состоящая преимущественно из фораминифер и брахиопод. Из фораминифер главная роль принадлежит тритицитам, к которым в средней части разреза подъяруса присоединяются квазифузулины, а в верхней рогозофузулины. Специфические для горизонта брахиоподы отсутст-

вуют. Среди них продолжают быть характерными толсторебристые хориститы самарского типа и некоторые продуктиды. Руководящим комплексом фауны является следующий: *Triticites montiparus* Moell., *Tr. sinuosus* Ros., *Tr. irregularis* Staff., *Tr. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *Tr. arcticus* Schellw., *Quasifusulina longissima* Moell., *Rugosofusulina prisca* Ehrenb. em Moell., *R. praevis* Schlyk, *R. subrhom* — *boides* Raus., *Chonetes uralicus* Tschern., *Ch. flemingi* Norw. et Pratt., *Rhipidomella uralica* Tschern., *Dictyoclostus praeuralensis* Step., *Muirwoodia pseudoartiensis* Stuck., *Choristites komiensis* V. Barchat., *Ch. jigulensis* Stuck., *Brachythyrina rectangula* Kut. и др.

Полные разрезы одесского горизонта вскрыты большим количеством скважин на Южном Тимане. Здесь в составе их преобладают мелкообломочные, частью доломитизированные известняки, общая мощность которых обычно не превышает 35—40 м. По данным ухтинских геологов (П. П. Воложанина, В. А. Разницын и др.), они охарактеризованы преимущественно фораминиферами. Общий состав последних близок к отмеченному для северотиманских разрезов, исключением является только отсутствие здесь квазифузулин (П. П. Воложанина, 1959 г.). На остальной территории Тимана, как уже отмечалось выше, отложения описываемого подразделения отсутствуют.

Оренбургский ярус¹

Как ясно из предыдущего, это подразделение представляет собой комплекс отложений, соответствующих оренбургскому ярусу В. Е. Руженцева, к которым присоединены образования самых низов швагеринового горизонта. Они связываются между собой общим комплексом псевдофузулин и присутствием толсторебристых хориститов самарского типа. Никаких прогрессивных элементов фауны, которая указывала бы на связь отложений верхов разреза описываемого подразделения с покрывающими их образованиями нижней перми, здесь не наблюдается. Возникновение швагерин в отложениях верхней половины разреза яруса представляет собой рядовое явление, которое по своему масштабу не может считаться значительнее² развития любого другого рода из фузулинид, как, например, тритициты, квазифузулины, ругозофузулины и т. д.

[Разрез отложений этого яруса представлен исключительно карбонатными породами, которым только в его основании на отдельных участках подчинены маломощные прослои глин. Общая мощность отложений колеблется в пределах 40—75 м.] В составе яруса по комплексу фораминифер выделяются айювинский и индигский горизонты. Нижний характеризуется присутствием складчатых тритицитов и псевдофузулин группы кротови и сокензис, в верхнем горизонте к ним присоединяются швагерины. [Отложения оренбургского яруса установлены на всей территории Тимана, кроме бассейна р. Выми.] Наиболее мощные и полные разрезы его известны на Южном Тимане и на западном склоне Северного Тимана. На других участках Тимана комплекс отложений этого подразделения в той или иной мере сокращен по мощности и стратиграфически неполноценен. Уменьшение мощности отложений

¹ Нет необходимости, как это делает В. П. Бархатова, вводить новое название — Тиманский, поскольку своеобразие Тиманского разреза верхнего карбона оттенено в тексте. (Прим. ред.)

² Скорее менее значительное, поскольку швагерины являются слепой ветвью филогенетического ствола фузулинид.

оренбургского яруса наблюдается на участках, прилежащих к осевой части Тиманского поднятия и расположенных вблизи Печорского Урала.

Айювинский горизонт. Мощность отложений айювинского горизонта колеблется в пределах от 30 до 55 м в зависимости от их стратиграфической полноты. Непрерывные разрезы отложений этого подразделения и их контакты с подстилающими и покрывающими отложениями известны только по Южному Тиману и по западному склону Северного Тимана. На восточном склоне Северного и Среднего Тимана и западном склоне Среднего Тимана разрезы этого подразделения являются неполными. Они особенно сокращены в бассейне рек Мезени и Мезенской Пижмы на западном склоне Среднего Тимана.

В строении айювинского горизонта главная роль принадлежит карбонатным породам — в разной степени доломитизированным известнякам и доломитам. Комплекс фауны горизонта характеризуется развитием складчатых тритицитов и первых немногочисленных псевдофузулин.

Лучшие разрезы рассматриваемого подразделения наблюдались в естественных обнажениях на западном склоне Северного Тимана в бассейне р. Волонги, в урочище Большая Покаяма и ниже урочища Каменный Переход. Здесь в основании разреза горизонта известняки переслаиваются с глинами и мергелями, остальная его часть сплошь карбонатная. Общая мощность отложений горизонта составляет около 50 м. Среди карбонатных пород преобладают сильнодоломитизированные известняки, в толще которых рассеяны редкие раковины брахиопод. Этим породам подчинены маломощные пачки обломочно-органогенных известняков, содержащих основную часть фауны. Наиболее характерным для горизонта является следующий комплекс форм: *Triticites jigulensis* Raus., *Tr. dyctiophorus* Ros., *Tr. beedei* Dunb. et Søndra, *Tr. whitei* Raus., *Pseudofusulina sokensis* Raus., *Ps. robusta* Chen, *Ps. prisca* Raus., *Ps. krotowi* Schellw., *Dictyoclostus praeuralensis* Step., *Choristites fritschi* Schellw., *Ch. norini* Chaо.

На восточном склоне Северного Тимана отложения айювинского горизонта залегают трансгрессивно на подстилающих образованиях гжельского яруса, причем на отдельных участках (бассейн рек Сулы и Щучьей) в основании разреза наблюдается маломощная пачка краснокрасных обломочных пород, свидетельствующих даже о продолжительном существовании континентальных условий. В строении разреза принимают участие разнообразные органогенные известняки: фораминиферовые, коралловые, водорослевые и небольшие прослои палеоаплезиновых известняков. Кроме того, часто встречаются прослои и пачки песчаных известняков, зерна кварца в которых иногда достигают размеров гравия. Окраска известняков желтоватая, розоватая и белая. Фауна довольно обильная, но однообразная, преимущественно фораминиферовая. Это многочисленные складчатые тритициты, уже отмеченные для разреза этого подразделения западного склона, более редкие псевдофузулины и ругозофузулины, и еще более редкие брахиоподы. В комплексе последних много *Horridonia praetimanica* V. Varchat., *Linoproductus neffedievi* Vern., *Echinoconchus sterlitamakensis* Step., *Camarophoria mutabilis* Tschern. и др.

Лучше всего отложения этого горизонта вскрыты по р. Суле, выше устья Щучей и по р. Щучьей, ниже устья р. Остроги. С небольшими пробелами (по условиям обнаженности) отложения описываемого горизонта прослеживаются по р. Белой, выше Карасиной виски и на восточном побережье Святого мыса. Полные разрезы айювинского

горизонта известны по скважинам Южного Тимана. Здесь мощность отложений этого горизонта близка к установленным в разрезах бассейна р. Волонги. Сходной является и фаунистическая характеристика. В отличие от данных по Северному Тиману из этой части разреза впервые отмечается П. П. Воложаниной присутствие *Quasifusulina longisima* Moell. В комплексе брахиопод имеется указание на присутствие *Chonetes variolatus* Ogb. — формы, присущей отложениям сакмарского яруса (П. П. Воложанина, 1959 г.). Эти данные требуют проверки.

В разрезах Среднего Тимана, известных по естественным обнажениям на обоих его склонах, отложения айювинского горизонта не могут быть отделены от индигского ввиду бедности органическими остатками, которая обусловлена сильным развитием процессов доломитизации карбонатных пород всего разреза.

На восточном склоне Среднего Тимана к этому горизонту условно может быть отнесена нижняя половина комплекса сильнодоломитизированных известняков и доломитов, подстилающих отложения сакмарского яруса, общая мощность которых составляет более 50 м. Эти породы вскрыты по р. Мыле в урочище Верхний и Средний Камни, а по р. Цильме в урочище Приступки. В первом случае в этих карбонатных породах найдены немногочисленные и очень плохо сохранившиеся складчатые тритициты и псевдофузулины. В разрезах по р. Цильме найдены одиночные псевдофузулины.

Еще более трудно выделяются отложения айювинского горизонта на западном склоне Среднего Тимана в бассейне рек Мезени и Мезенской Пижмы. Здесь они вскрыты в ряде пунктов по р. Мезени (урочища Юр-би-тан, Кипри-чой, Нюс-пола-йоль), по р. Мезенской Пижме (урочища Белая Щелья) и по р. Шегмас (урочище Крутой Мешок), где представлены комплексом сильнодоломитизированных и ожелезненных известняков и доломитов с толщей конгломерато-брекчий в основании разреза. Общая мощность отложений не превышает 40—50 м. В нижней половине разреза этих отложений найдены редкие *Triticites jigulensis* Stuck. и *Pseudofusulina sokensis* Rauss., что позволяет отнести вмещающие их породы предположительно к айювинскому горизонту.

Индигский горизонт. Отложения индигского горизонта развиты почти по всему Тиману. Они отсутствуют только в бассейне р. Выми и на некоторых участках левобережья Печоры (например, в Троицко-Печорском районе), испытавших поднятие перед началом нижнепермской эпохи.

Отложения индигского горизонта представлены исключительно карбонатными породами, в той или иной степени доломитизированными мелкообломочными известняками, а также рифовыми — палеоаплезиновыми и песчанистыми известняками, обладающими косою слоистостью, общая мощность которых не превышает 25 м. Фауна горизонта по преимуществу фораминиферо-брахиоподовая не отличается разнообразием. Из брахиопод встречаются многочисленные хориститы. В комплексе фораминифер среди тритицитов и псевдофузулин появляются швагерини.

Особенно хорошие полные и непрерывные разрезы отложений индигского горизонта имеются на западном и восточном склонах Северного Тимана, где в многочисленных естественных обнажениях прослеживаются их контакты как с покрывающими, так и с подстилающими образованиями. На западном склоне Северного Тимана такие обнажения наблюдались по р. Волонге в урочищах Большая Покаяма и у Каменного Перехода, а также на морском побережье в урочище Белая Щелья.

Здесь особенностью разреза этого горизонта является присутствие у его кровли пачки косослоистых песчаных известняков от 4 до 6 м мощностью. Остальной разрез выражен тонкообломочными и обломочно-органогенными известняками желтоватой и белой окраски, с прослоями известнякового конгломерата до 3 м мощностью в нижней его части. Фауна ввиду сильной доломитизации вмещающих пород обычно отличается плохой сохранностью и малым разнообразием. В составе ее главная роль принадлежит фораминиферам, среди которых характерны: *Pseudofusulina krotowi* Schellw., *Ps. krotowi* var. *globulus* Raus., *Ps. krotowi* var. *sphaeroidea* Raus., *Ps. krotovi* var. *nux* Raus., *Schwagerina borealis* Scherb., *Schw. moelleri* Raus., *Schw. fusiformis* Krot. и др.

Из брахиопод здесь найдены немногочисленные *Choristites* ex gr. *jigulensis* Stuck. и *Dictyoclostus praeuralensis* Step.

На восточном склоне Северного Тимана самые лучшие разрезы описываемого горизонта известны по р. Суле, выше устья р. Щучьей, по р. Белой, у Карасиной виски, и по р. Щучьей, ниже устья р. Остроги. Отдельные части разреза индигского горизонта вскрыты р. Индигой выше Железных Ворот и имеются на восточном побережье Святого Носа.

Состав разреза горизонта на этой территории отличается присутствием карбонатных пород, среди которых встречаются известняки рифовые (палеоаплизиновые), фораминиферовые, коралловые и водорослевые. Здесь также распространены песчаные разности известняков. Соотношение разных типов известняков в отдельных разрезах неодинаково. Так, в разрезах р. Сулы преобладают нормальные слоистые известняки. По р. Щучьей очень много песчаных разностей, на р. Белой и на морском побережье главную роль играют рифовые образования и т. д. В составе фауны преобладают фораминиферы и брахиоподы, среди которых необходимо отметить следующие: *Pseudofusulina krotowi* Schellw., *Ps. krotowi* Schellw. var. *sphaeroidea* Raus., *Ps. krotowi* var. *globulus* Raus., *Schwagerina borealis* Scherb., *Schw. moelleri* Raus., *Schw. pavlovi* Raus., *Schw. fusiformis* Krot., *Schw. schamovi* Scherb., *Schw. vulgaris* Scherb., *Lino-productus neffedevi* Vern., *Dictyoclostus praeuralensis* Step., *D. medveditzensis* Sem., *Septacamera plicata* Kut., *Choristites trautscholdi* Stuck., *Ch. indigaensis* V. Barchat., *Ch. jigulensis* Stuck., *Ch. nikitini* Tschern.

На Южном Тимане, по данным бурения, мощность индигского горизонта в полных разрезах не превышает 20—25 м. Из фауны найдены преимущественно фораминиферы, состав которых принципиально не отличим от приведенного при характеристике северотиманских разрезов. Как уже отмечалось выше, в пределах Троицко-Печорского района отложения этого подразделения отсутствуют.

На территории Среднего Тимана отложения этого горизонта не могут быть четко выделены в разрезах из-за бедности органическими остатками, разрушенными сильно выраженными процессами доломитизации. Однако они присутствуют, по-видимому, на обоих склонах. Так, на восточном склоне Среднего Тимана сюда относится верхняя половина толщи сильнодоломитизированных пород общей мощностью около 40 м, подстилающих образования сакмарского яруса, которые вскрыты по р. Цильме в урочище Приступки, а по р. Мыле в урочище Средний Камень. Кроме редких псевдофузулин и тритицитов, в этих отложениях ничего найдено не было. Принимая во внимание, однако, относительно большую мощность этой толщи (в разрезе карбона,

в целом очень сокращенном), можно полагать ее соответствие обоим горизонтам оренбургского яруса.

На западном склоне Среднего Тимана, в бассейне рек Мезени и Мезенской Пижмы, толща карбонатных пород, имеющих аналогичное залегание в разрезе содержит редких *Schwagerina* ex gr. *fusiformis* Krot., *Pseudofusulina* ex gr. *krotowi* Schellw. и *Choristites* ex gr. *jigulensis* Stuck. Эти породы имеют белую окраску, а по мощности не превышают 10—15 м. Они вскрыты по р. Мезенской Пижме в урочище Белая Щелья, по р. Шегмасу в урочище Крутой Мешок и в ряде пунктов по р. Мезени в урочище Юр-битан, ниже устья р. Нюс-полайоль, и в урочище Кипри-чой.

Приведенный фактический материал по карбону Тимана свидетельствует о том, что Тиман в каменноугольный период не представлял собой единого целого. В пределах его выделяется целый ряд структурно-фациальных зон, каждая из которых характеризуется особым, только ей присущим, ходом процесса осадконакопления в рассматриваемый период. Количество таких зон, вероятно, велико и размеры площадей их различны.

Основные следующие: I—Мыльвинско-Печорская, II—Волонгская, III—Сульско-Цылемская, IV—Мезенская, V—Вымская и, наконец, VI—Островная, распадающаяся на ряд участков, группирующихся вдоль осевой части Тиманского поднятия (рис. 54).

I—Мыльвинско-Печорская—располагается на востоке Южного Тимана и отличается наибольшей полнотой разреза и максимальными (для Тимана) мощностями всех подразделений карбона, за исключением самого верхнего.

В составе разреза карбона здесь отсутствуют только низы визейского яруса (малиновский надгоризонт), и на отдельных участках отложения индигского горизонта. Общая мощность развитых здесь образований колеблется в пределах от 500 до 1000 м. Колебания мощности происходят главным образом за счет нижних горизонтов турнейского яруса (джеболского надгоризонта), достигающих в пределах Верхне-Печорского прогиба (Разницын, 1958) почти 550 м мощности. Только эта сильно раздувшаяся часть разреза представлена терригенными породами, в остальной его части преобладают карбонатные образования.

II—Волонгская—располагается на западе Северного Тимана. Ее свойственна очень сокращенная часть разреза, относящаяся к нижнему отделу карбона, и полноценно развитые отложения, принадлежащие среднему и верхнему отделам каменноугольной системы. Общая мощность отложений составляет около 400 м. В разрезе преобладают морские карбонатные образования платформенного типа, богатые остатками брахиопод и фораминифер.

III—Сульско-Цылемская—охватывает площадь на востоке Северного и Среднего Тимана. Эта зона характеризуется в значительной мере сокращенным разрезом всех отложений, принадлежащих каменноугольной системе, как по мощности, так и по стратиграфической полноте. В разрезе присутствуют отложения всех трех отделов, но нижний из них представлен только верхними горизонтами визейского яруса. В составе среднего отдела присутствуют отложения обоих ярусов, в строении разреза которых, однако, фиксируются крупные перерывы в осадконакоплении (перерывы имели место в течение большей половины башкирского века, волонгского и ильского времени московского века). Те же особенности свойственны и отложениям верхнего отдела, в разрезах которого относительно полно выражены только

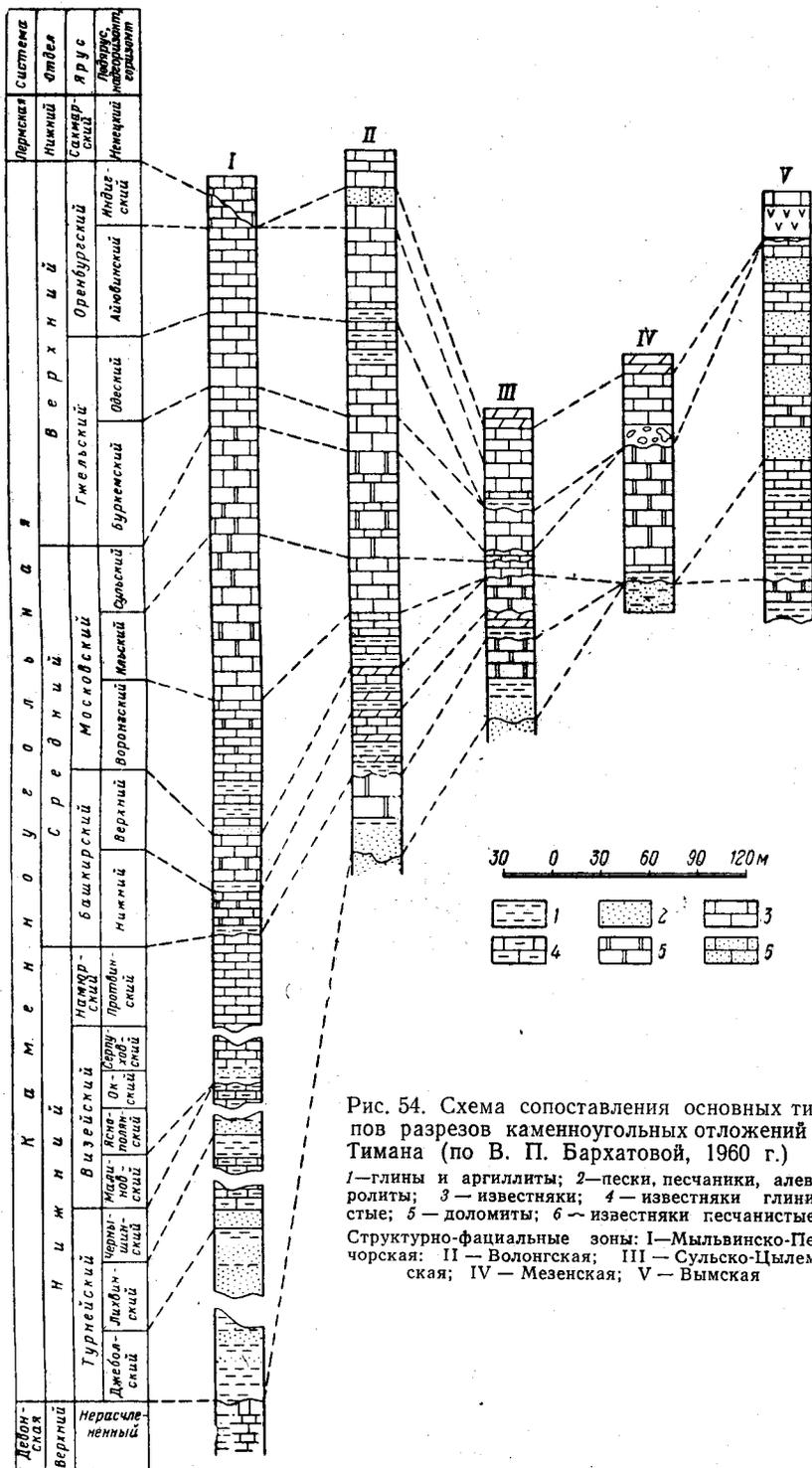


Рис. 54. Схема сопоставления основных типов разреза каменноугольных отложений Тимана (по В. П. Бархаговой, 1960 г.)
 1—глины и аргиллиты; 2—пески, песчаники, алевролиты; 3—известняки; 4—известняки глинистые; 5—доломиты; 6—известняки песчаные.
 Структурно-фациальные зоны: I—Мыльвинско-Печорская; II—Волонгская; III—Сулуско-Цылемская; IV—Мезенская; V—Вымская

образования индигского горизонта. Общая мощность развитых здесь каменноугольных отложений составляет около 150 м. Тип отложений преимущественно карбонатный. В составе пород много рифовых (хотя и маломощных) образований и известняков, обогащенных грубым кварцевым материалом. Фауна отложений по сравнению с фауной отложений Волонгской зоны значительно беднее.

IV—Мезенская (западный склон Среднего Тимана) — характеризуется еще более сокращенным разрезом каменноугольных отложений. Здесь отсутствуют образования нижнего отдела и нижней половины как среднего, так и верхнего отдела. Общая мощность отложений составляет около 120 м. В составе отложений преобладают карбонатные породы, отличающиеся очень сильной доломитизацией и исключительной бедностью фауны.

V—Вымская — характеризуется сокращенным разрезом каменноугольных отложений. В ней отсутствуют большая часть нижнекаменноугольных образований (весь турнейский и большая часть визейского ярусов) и отложения, принадлежащие к верхнему отделу системы. Общая мощность развитых здесь отложений, относящихся преимущественно к среднему отделу системы, составляет около 200 м. В составе разреза наряду с карбонатными присутствуют и терригенные породы. Важно отметить большой удельный вес последних в той части разреза, которая принадлежит московскому ярусу, особенно верхней его половине. Это обстоятельство интересно потому, что именно эта часть разреза на обширных площадях Русской платформы имеет обычно чисто карбонатный состав.

VI—Островная. Система островов занимала в каменноугольный период значительные площади вдоль осевой части Тиманского поднятия. Эти участки островной суши в той или иной мере в разные отрезки времени каменноугольного периода изолировали друг от друга участки описанных выше структурно-фациальных зон. На площади этих островов в настоящее время отложения каменноугольной системы отсутствуют. Не исключена возможность, что некоторая аккумуляция осадков на них происходила, но следов не сохранилось из-за последующей денудации.

ПЕЧОРСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ БАССЕЙН, ПЕЧОРСКИЙ УРАЛ И ПАЙ-ХОЙ

ВВЕДЕНИЕ

В пределах видимых границ Печорского угленосного бассейна каменноугольные отложения выходят на поверхность лишь по его восточной окраине (уже в предгорной полосе Урала и на его западном склоне). На остальной площади бассейна они выступают только редкими пятнами в ядрах более крупных и глубоко размытых антиклинальных сооружений.

Огромные пространства Печорской низменности к западу от Печорского бассейна до Тимана (4/5 площади треугольника между Уралом, Тиманом и Баренцевым морем) закрыты мощным плащом четвертичных отложений, поэтому о развитых там каменноугольных образованиях судить можно только по горнообуровым работам.

Истинное распространение карбона на площади бассейна, однако, не ограничивается участками, где он обнажается и выступает на поверхность. Последние представляют собой только эрозионные контуры размытых тектонических структур. Нет никаких оснований для сомнений, что каменноугольные отложения развиты почти повсеместно не только

на площади всего Печорского бассейна, но и на всей Печорской низменности; они закрыты там более молодыми осадками и находятся на значительной глубине.

Видимое распространение карбона схематично показано на прилагаемой к тому геологической карте. Оно обусловлено сочетанием тектонических форм и современной эрозионной поверхности. В соответствии с этим каменноугольные отложения выступают в виде полос большей или меньшей ширины, вытянутых согласно простираанию основных складчатых структур бассейна (уральские и пайхойские простираания).

Основными районами видимого распространения карбона являются: 1) бассейн Верхней Печоры (область верховьев р. Печоры и ее правого притока Илыча); 2) бассейн Средней Печоры (юго-восточная окраина Печорского бассейна в пределах рек Печоры, Вуктыла, Подчерема и Шугора); 3) бассейн р. Косью; 4) бассейн р. Усы; 5) гряда Чернышева, поднятие Чернова и Синькин Нос, острова Долгий, Голец и Зеленец; 6) Пай-Хой.

Весь разрез карбона представлен обычно сплошными известняками, которые иногда замещаются частично доломитами, а внизу — известково-кремнистыми плитняками. Локально нижняя часть визе сложена терригенными и, как правило, угленосными породами (угленосная свита Средней Печоры и её аналоги в бассейне р. Косью и др.). На крайнем севере терригенными осадками замещаются иногда (северо-восточный склон Пай-Хоя) также известняки всех трех отделов карбона.

Каменноугольные отложения залегают согласно на верхнем девоне и покрываются пермью. Последняя залегают то согласно на верхнем карбоне и связана с ним постепенным переходом, то ложится с разрывом, обычно непосредственно на известняки визе и намюра.

Нижняя граница карбона определяется палеонтологически. Она проводится в кровле известняков с верхнедевонской (фаменской) фауной, на которые налагают обычно немые известняково-кремнистые плитняки, относимые к турне, или в основании слоев с нижнетурнейской фауной, если низы турне представлены нормальными известняками.

Верхняя граница карбона в соответствии с решением Свердловского совещания, проведена внутри верхнепалеозойской известняковой толщи, в основании сакмарского яруса. К сожалению, карбонатные толщи верхнего палеозоя на рассматриваемой территории изучены очень слабо, и поэтому положение этой границы в разрезах фактически не установлено.

Обычно каменноугольные отложения представлены неполно. Значительная и в различных местах разная их часть отсутствует благодаря наличию крупных внутриформационных перерывов и размывов. Наиболее существенное значение и повсеместное развитие имеет крупный послевизейский перерыв. По мнению А. П. Ротая, его начало падает на конец нижнего (верхи визе—намюр) — низы среднего карбона, конец же, т. е. длительность перерыва, в разных местах весьма различны — от середины среднего карбона до низов перми.

На рассматриваемой площади установлено наличие всех трех отделов каменноугольной системы, однако повсеместное распространение имеют только отложения нижнего карбона. Средний и верхний карбон в ряде районов отсутствует или развит неполностью. В общем, кроме отдельных разрезов, каменноугольные отложения изучены еще слабо, поэтому целый ряд вопросов их стратиграфии, состава и распространения остаются неразрешенными или решаются лишь приблизительно.

Лучше и подробнее других изучены отложения нижнего карбона, в составе которых выделяются турнейский, визейский и намюрский ярусы. Турнейский и визейский ярусы местами расчленены на ряд местных стратиграфических горизонтов. Что касается намюра, то он установлен пока лишь в немногих изолированных пунктах. В остальных случаях он или действительно отсутствует, будучи размытым, или еще не выделен из состава верхневизейских отложений.

Стратиграфия каменноугольных отложений рассматриваемой территории освещается в работах: В. А. Варсанюфьевой (1940); К. Г. Войновского-Кригер (1943, 1945, 1949); Е. В. Воиновой (1935, 1936); С. Н. Волкова (1938, 1944); Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935); А. И. Елисеева (1958); Н. В. Калашникова (1957); А. К. Крыловой (1940); Б. Я. Осадчева (19516); А. М. Першиной (1956); Т. Н. Пономарева (1938, 1939); А. П. Ротая (1944, 1947а); А. А. Чернова (1927, 1936а, б); Г. А. Чернова (1936); А. А. Чумакова (1948); Н. В. Шмелева (1956); О. Л. Эйнора (1948) и др.

Из коллекций вышеназванных исследователей монографически изучались лишь следующие группы каменноугольной фауны: фораминиферы — Д. М. Раузер-Черноусовой, Г. М. Беляевой, Е. А. Рейтлингер (1936а); кораллы ругоза — Т. А. Добролюбовой (1936а); мшанки — М. И. Шульга-Нестеренко (1936); гониатиты — Л. С. Либровичем (1947). Достаточно глубокому изучению подверглись также брахиоподы (Ротай, 1945 г.; Фредерикс, 1932), хотя монографически полностью они еще не описаны. Другие группы фауны из каменноугольных отложений этих районов почти не изучены.

Очерк стратиграфии карбона дается по районам, отвечающим вышеуказанным основным районам распространения карбона в пределах рассматриваемой территории Коми АССР.

Нижний отдел

Турнейский ярус

В Приуралье турнейский ярус развит, видимо, повсеместно, но обнажен относительно слабо, и хороших разрезов имеется немного. Довольно хорошо он представлен в бассейне рек Подчерема и Щугора, по р. Кожиму, в бассейне верхнего течения р. Усы, на Пай-Хое, на Хайпудырском побережье и в некоторых других местах.

Литологически для турне чрезвычайно характерны тонкие плитняки темно-серого кремнистого известняка или мергеля, с массой тонких, часто ленточных прослоев и желваков черного кремня. Они слагают обычно нижнюю половину яруса, реже переслаиваются с нормальными известняками по всему его разрезу и являются почти немymi. Верхняя часть турне, как правило, представлена массивными серыми известняками с характерной верхнетурнейской фауной: *Productus (Dictyoclostus) antiquissimus* Lis., *Spirifer cinctus* Keys., *Zaphrentis konincki* E. et H., *Caninia cylindrica* Scoul. и др.

Кремнистые плитняки выдерживаются с удивительным постоянством и сохраняют, в общем, свой характер на огромной площади. Подобных плитняков нет больше во всем разрезе печорского палеозоя.

В известняках нижнего турне встречены *Spirifer medius* Le b., *Sp. aff. marionensis* Schum., *Productus (Avonja) gorskii* Nal. и др.

1. **Бассейн Верхней Печоры.** По р. Малой Печоре известно всего два выхода турнейских отложений: к востоку и западу от Иджид-Пармы (Варсанюфьева, 1940). В них обнажаются темно-серые изве-

стняково-кремнистые плитняки, из которых В. П. Нехорошевым были определены Fenestellidae «турнейского возраста», а Д. В. Наливкиным отмечаются брахиоподы «турнейского типа», не получившие, однако, точного видового определения.

В бассейне р. Илыча турнейские палеонтологически охарактеризованные отложения пока не обнаружены, но это объясняется скорее плохой изученностью карбона в этом районе.

2. Бассейн Средней Печоры. В бассейне правых притоков Средней Печоры (реки Вуктыл, Подчерем, Щугор и др.) турнейские отложения развиты широко и достигают большой мощности. Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935) различают здесь два типа разреза турнейских отложений — восточный и западный, отличающиеся по характеру слагающих их фаций. Восточный тип турне, по их представлениям, занимает широкую меридиональную полосу, лежащую приблизительно к востоку от меридиана $58^{\circ} 19' 40''$; западный развит в полосе, приуроченной примерно к меридиану $57^{\circ} 49' 40''$ и слагающей Вуктыльский антиклинал. Их разделяет узкая полоса, лишенная выходов турнейских отложений, и, таким образом, территориально эти два типа непосредственно между собой не связаны.

Для западного типа Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935) дают следующий разрез (снизу вверх).

1. *Воробьевская толща.* Тонкоплитчатые, местами пластинчатые, частью кремнистые серые известняки с тонкими прослойками глинистых сланцев с редкой фауной неопределимых до вида брахиопод. Мощность 100—115 м.

Подстилающие породы в пределах Вуктыльского антиклинала не установлены; восточнее — это темно-серые слоистые известняки фаменского яруса со *Stromatopora* и *Clymenia*, литологически однотипные с турнейскими и не имеющие с ними ясной границы.

2. *Подчеремский известняк.* Довольно толсто напластованные серые известняки, переходящие в тонкоплитчатые хрупкие известняки и кремнистые сланцы. Ниже опять залегают более тонко напластованные известняки с черными кремнями, а еще ниже известняки переслаиваются с мергелистыми и глинистыми сланцами, достигающими внизу значительной мощности. Фауна редка. Наиболее характерны: *Productus (Avonia) gorskii* Nal., *Spirifer* aff. *marionensis* Schum., *Ambocoellia unionensis* Well.

Кроме того, Н. В. Калашников (1957) для подчеремского известняка приводит следующий список микрофауны: *Endothyra communis* Raus., *E. ex gr. glomiformis* Lip., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. tuberculata* Lip., *Bisphaera irregularis* Bir., *Tournayella ex gr. discoidea* Dain., *Eovolulina elementa* Antr., *Radiosphaera* cf. *basilica* Reittl., *Hyperammina minima* Vir., *H. aljutovica* Reittl.

В самой верхней части подчеремского известняка, в основании алатауской свиты, встречен маломощный (5—7 см) прослой с мелкими брахиоподами и обрывками кожи проамфибий *Proamphibia problematica* Кагр., изученной А. П. Карпинским в 1930 г. Мощность 150—250 м.

3. *Алатауская железорудная толща.* Глинистые и мергелистые сланцы, темные, местами железистые известняки и песчаники.

В прослоях известняка спорадически встречается фауна: *Productus (Thomasina) praemargaritaceus* Nal., *Pr. (Avonia) silimi* Nal., *Spirifer konincki* Dew., *Zaphrentis* sp. Мощность не менее 50 м.

4. *Вишерский (кизеловский) известняк.* Толстонапластованные серые известняки, переходящие книзу в тонкоплитчатые кремнистые. В верхних слоях довольно многочисленная фауна брахиопод, кораллов

и реже гастропод: *Spirifer desinuatatus* Lis., *Euomphalus* cf. *calyx* Коп., *Caninia cylindrica* Scoul., *Zaphrentis konincki* E. et H., *Syringopora capillacea* Ludw.

Н. В. Калашников отмечает в верхней части известняков восточного крыла Вуктыльского поднятия *Leptaena analoga* Phill., *Spirifer cinctus* Keys., а также *Brunsia pulchra* Mikh., *Tournayella discoidea* Dain., *Forma maxima* Lip.

В вишерском известняке западного крыла Вуктыльского поднятия, по данным того же исследователя, встречаются *Spiroplectamina* aff. *getula* Lip., *Endothyra* cf. *paraukrainica* Lip., *E. dectiva* Dur., *E. tuberculata* Lip., *Bisphaera* sp. Мощность около 400 м.

Общая мощность турне определяется указанными исследователями примерно в 800 м.

Выше залегает терригенная угленосная толща C_1^H .

Позже К. Г. Войновский-Кригер (1944 г.) подразделил Вишерский известняк на три горизонта: нижний — тонкоплитчатые и листоватые кремнистые известняки с кремнями; средний — толстослоистые известняки с кораллами, редкими брахиоподами и крупными гастроподами; верхний — преимущественно кремнистые сланцы с редкими *Rugosa* и *Chonetes*.

В остальном разрез Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной остался по существу без изменений.

Проведенные А. П. Ротаем в 1942 г. беглые маршрутные исследования по рекам Подчерему и Еджид-Қырта показали, однако, что указанная схема разреза турнейских отложений этого района вряд ли является правильной. По мнению А. П. Ротая, общая мощность турне, определяемая К. Г. Войновским-Кригер даже в 900—1000 м, сильно преувеличена. Возможно, что в приведенном выше разрезе дважды повторяется одна и та же толща массивных нормальных известняков и подстилающих их плитняков, которая принята за две разные толщи («подчеремский известняк» вместе с «воробьевской толщей» — то же, что «вишерский известняк?»).

Наиболее вероятным, по А. П. Ротаю, является такой разрез развитых здесь турнейских отложений (снизу вверх):

Нижнее турне.

Очень тонкослоистые и неправильноплитчатые темно-серые отчасти кремнистые немые известняки с тонкими прослоями и желваками черных кремней. Соответствует «воробьевской толще» Войновского-Кригер	100 м
Темно-серые массивные известняки, внизу переходящие в губоплитчатые	30 „

Среднее турне.

Зеленые алевролиты и аргиллиты	50 „
Серые массивные мелкозернистые известняки	12 „
Зеленовато-серые алевролиты	8 „
Серые массивные мелкозернистые битуминозные известняки	10 „
Известняково-кремнистые плитняки	10 „
Зеленовато-серые алевролиты	10 „
Эти горизонты, вероятно, относятся к «алатауской толще».	

Верхнее турне.

Серые массивные мелкозернистые известняки с редкими желваками черного кремня. Изредка встречается фауна: <i>Productus</i> (<i>Linoproductus</i>) <i>præundatus</i> Rot., <i>Pr.</i> (<i>Dictyoclostus</i>) cf. <i>burlingtonensis</i> Hall, <i>Spirifer cinctus</i> Key., <i>Sp.</i> cf. <i>tornacensis</i> Коп., <i>Caninia cylindrica</i> Scoul. (определения А. П. Ротая)	105 „
--	-------

Выше залегает угленосная терригенная толща, которая относится автором целиком к визейскому ярусу. Таким образом, общая мощность турне здесь (по А. П. Ротаю) достигает всего 400 м.

К сожалению, тектонические условия в зоне развития турнейских отложений сложны, и правильность приведенной схемы А. П. Ротая также не может считаться доказанной.

Второй, восточный тип разреза, по мнению Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935), отличается от западного отсутствием плитняков воробьевской толщи, отсутствием алатауской железорудной свиты, а также, по крайней мере в 4 раза, меньшей мощностью вишерского известняка. Они считают, что весь разрез турне восточного типа представлен нормальными серыми известняками, а его общая мощность вдвое меньше западного и достигает всего 400 м.

Указанные различия восточного и западного типов разрезов столь существенны, что их реальное существование нам кажется маловероятным. В самом деле, смежные участки восточного и западного типов турне слагают крылья одной и той же синклинали складки, разделяющей Вуктыльский и Тимеизский антиклиналы. Расстояние между ними всего 2—4 км. Вряд ли при этих условиях состав и мощность турне могли претерпеть такие изменения, как это указано выше. Надо думать, что никаких двух типов разрезов турне в действительности нет, а есть один единый и для западной и для восточной полосы разрез, подобный разрезу, приведенному в схеме А. П. Ротая.

К северо-западу от рассматриваемого района мощность турнейских отложений быстро уменьшается и в районе рек Большой Кожвы и Каменки достигает всего 190 м. Меняется также и литологический состав осадков. Весь разрез представлен здесь известняками, которые К. Г. Войновский-Кригер (1944а) делит на четыре горизонта: кремне-йольские слои (C_1^1a) — 39 м; фукоидные слои (C_1^1b) — 37 м; пинновые слои (C_1^1c) — 35—40 м; коралловые слои (C_1^1d) — 57 м.

Для горизонтов C_1^1a и C_1^1b характерно наличие многочисленных конкреций серого и черного кремня, а для C_1^1d — тонких (до 3—10 см) его прослоев.

В горизонте C_1^1c имеется ряд прослоев разноцветных глин. Прослой глины черного, зеленовато-серого и коричневатого цвета развиты также в нижней части горизонта C_1^1a . Фауна представлена преимущественно кораллами, брахиоподами и гастроподами, особенно богатыми в горизонте C_1^1d : *Syrngopora*, *Michelinia*, *Chaetetes*, *Cyathoclisia*, *Zaphrentis*, *Amplexus*, *Caninia*, *Spirifer*, *Productus*, *Camarotoechia*, *Pinna*, *Bellerophon* и др. К сожалению, фауна осталась неизученной и в настоящее время утрачена. Видимо, нижнее турне здесь отсутствует (выклинивается), так как даже в низах разреза содержится уже верхнетурнейская фауна (А. П. Ротай).

В Воя-Сопляском антиклинальном поднятии (на левом берегу р. Печоры, несколько севернее устья р. Щугора), где отложения турнейского яруса пересечены буровой скважиной, их мощность определена в 154 м (М. В. Касьянов, 1940—1943 гг.). Турнейские отложения залегают здесь согласно на известняках верхнего девона и покрываются терригенными осадками визе (C_1^h).

3. Бассейн р. Косью. О турнейских отложениях более северных районов Урала и Приуралья имеются лишь отрывочные сведения в силу их плохой обнаженности в этих районах и большой разобщенности имеющихся выходов, а также недостаточной изученности.

Ближайшие к северу от рассматриваемых районов более или менее ясные разрезы турнейских отложений известны в бассейне р. Косью, по ее притокам: рекам Вангыру, Каменке и Кожиму.

На р. Каменке (Изяю) отложения турнейского яруса представлены известняками и кремнистыми плитняками общей мощностью 130—160 м. А. А. и Г. А. Черновы (1940) делят их на два горизонта.

Нижний горизонт представлен немой толщей переслаивающихся нормальных серых тонкослоистых и плитняковых известняков с черными кремнистыми плитняками. Залегают на известняках верхнего девона. Мощность 100 м.

Верхний горизонт состоит из светло-серых толстослоистых, иногда мраморовидных известняков с желваками и линзами черного кремня. Встречаются мелкие брахиоподы и кораллы: *Syringopora* cf. *ramulosa* Goldf., *Zaphrentis* ex gr. *konincki* E. et H., *Keyserlingophyllum obliquum* Keys., *Heliophyllum arietinum* Ludw.

Верхняя граница неясна, так как выше наблюдается перерыв в обнажениях, соответствующий толще каких-то осадков мощностью 100 м. Выше идут серые известняки с типичной визейской фауной фораминифер. Вероятно, закрытый стометровый участок разреза сложен малоустойчивыми песчано-глинистыми породами, отвечающими угленосной толще (C_1^h) более южных районов. Видимая мощность известняков верхнего горизонта турне 150 м. Стратиграфически он соответствует, вероятно, вишерскому известняку района рек Подчерем—Щугор.

Разрез турне на р. Вангыре недостаточно ясен. Видимо, он подобен разрезу на р. Каменке.

Турнейские отложения р. Кожима представлены известняками и кремнистыми плитняками общей мощностью около 350 м. Залегают они на верхнедевонских доломитизированных известняках и связаны с ними, по данным А. А. Чумакова (1943), постепенным переходом. Граница с девонем является, таким образом, приблизительной и условной. Такой же условной литологической границей является и верхняя граница турне, хотя она и обоснована скудной фауной. Условно она проводится в основании вышележащей терригенной рудоносной толщи, которая соответствует угленосной толще (C_1^h) более южных районов.

Турнейские слои р. Кожима подразделены А. П. Ротам в 1945 г. на три горизонта.

1. *Горизонт* C_1^{1t} . Темно-серые известняки, с характерными бугристыми поверхностями наслоения и тонкими прослоями черных листоватых сланцев. Кверху известняки становятся кремнистыми и более темными. Фауны не содержат (?). В основании постепенно переходят в серые доломитизированные известняки и доломиты девона. Мощность неясна. А. А. Чумаков определяет ее в 267 м. В действительности она, по-видимому, несколько меньше.

2. *Горизонт* C_1^{2t} . Тонкоплитчатые и листоватые темно-серые кремнистые мергели и очень тонко (до ленточных) волнистослоистые известняки с массой черных кремней. Местами идет частое и даже тонкое переслаивание этих пород друг с другом, а также с кремнисто-железистым известняком, линзами черного кремня и прослоями сидерита. Есть слои почти нормального известняка. Кремни залегают в виде тонких, обычно неправильных прослойков, линз и желваков. Для многих слоев характерна чрезвычайно тонкая ленточная волнистая слоистость, с прерывающимися и выклинивающимися ленточными слоями. В поперечном разрезе хорошо выражено чередование более светлых и темных полосок, соответствующих, вероятно, сезонным и более крупным изменениям режима осадконакопления.

Фауна представлена массой спрессованных по плоскостям наслоения кремнистых плитняков, неопределимых гониатитов, редкими обломочными брахиоподами и мелкими гладкими пелециподами. Удалось определить лишь *Productus* (*Chonetipustula*) cf. *carringtonianus* Dav.,

Spirifer cf. *tornacensis* Ко п. и *Ambocoella* sp. (определения А. П. Ротая). Судя по фауне, это уже верхняя часть турне.

Нижняя граница неясна. Видимая мощность 65 м.

3. Горизонт C_1^{3t} . Черные глинистые сланцы, местами с тонкими, но частыми известково- и железисто-кремнистыми прослоями, а также с прослоями черного кремня. Мощность 65 м.

Выше залегает терригенная рудоносная толща, относящаяся уже к визе, и соответствующая угленосной свите (C_1^h) других районов.

4. Бассейн р. Усы. Севернее, в верховьях р. Лемвы, турнейские отложения представлены, по С. Н. Волкову (Сирин и др., 19456), черными глинистыми и кремнистыми сланцами с подчиненными им плитчатыми известняками, т. е. примерно так же, как верхняя часть турне на р. Кожиме.

Далее на север турнейские отложения довольно широко представлены в бассейне верхнего течения р. Усы (от устья р. Воркуты вверх). На р. Усе у фактории Хановой, в нижнем течении р. Лек-Ельца и в устье р. Сарт-ю, по данным К. Г. Войновского-Кригер (1942—1943 гг.), они представлены толщей нормальных серых известняков с бедной фауной еще плохо изученных кораллов и брахиопод. Известняки содержат обычно много черных кремней, а в верхней трети иногда встречаются небольшие прослой известково-глинистых сланцев. Залегают они согласно и без следов перерыва на немых «бахромчатых» известняках, относимых к верхнему девону, а покрываются залегающими так же согласно с ними визейскими известняками с первыми *Gigantella*. Мощность турнейских известняков здесь 100—150 м.

Особенностью разреза является отсутствие известково-кремнистых плитняков, так характерных для турне более южных и более северных районов. Это обстоятельство, вместе с незначительной мощностью относимых к турне известняков, наводит на мысль о том, что в действительности они представляют не весь турнейский ярус, а только верхнюю его половину, тогда как нижней его половине могут соответствовать (хотя бы частично) нижележащие «бахромчатые» известняки, мощность которых достигает 220 м. Возможно также, что нижняя половина турне отсутствует в обнажениях по тектоническим причинам. Лучший для всего рассматриваемого района, полный разрез турнейских отложений выступает в устье р. Сарт-ю (Большой Усы), где их мощность равна 140 м.

Севернее, по р. Усе (Сабрей-яха), Н. Н. Иорданский (1933в) и О. Л. Эйно (1942 г.) делят турнейские отложения на два горизонта.

Нижний горизонт представлен темными окремненными тонкослоистыми (до микрослоистых) известняками, местами переходящими в черные кремнистые плитняки. Обильны прослой и линзы черного кремня. Фауна встречается очень редко и плохой сохранности. Обнаружены неопределимые до вида *Syringopora*, *Zaphrentis*, *Amplexus* и разрезы брахиопод. Мощность значительна, но не была определена.

Верхний горизонт сложен серыми плотными частью окремненными средне- и толстослоистыми известняками с редкими линзами и прослоями кремня. Фауна, в общем, бедная и представлена главным образом кораллами: *Zaphrentis* cf. *konincki* E. et H., *Cystiphyllum coniseptum* Keys., *Caninia cylindrica* Scoul., *Syringopora capillacea* Ludw., *S. conferta* Keys., встречены также *Chonetes* sp. и *Spirifer* ex gr. *cinctus* Keys.

Верхнетурнейский возраст этого горизонта палеонтологически устанавливается достаточно определенно. Мощность его, по мнению О. Л. Эйнора, вероятно, колеблется от 250 до 500 м.

5. Гряда Чернышева, поднятие Чернова, Синькин Нос, о-ва Долгий и Зеленец. В гряде Чернышева известно всего несколько изолированных выходов турнейских пород: на реках Большой Сыне, Шарью и по притокам р. Адзвы Из-Руз-шор и Пым-Ва-шор.

Турнейские отложения в северной части гряды Чернышева представлены известняками, близкими по характеру к турнейским известнякам правобережья среднего течения Печоры. Палеонтологически они почти не охарактеризованы. Из разных обнажений указываются: *Productus (Avonia) silimi* Nal., *Pr. (Avonia) gorskyi* Nal. (?), *Chonetes*, *Syringopora* cf. *reticulata* Coldf. и *Cyathoclisia* ex gr. *coniseptum* Keys. и др. Мощность около 200 м.

Характер контактов турнейских отложений с верхним девоном и визейскими известняками пока не изучен.

Для южной части гряды Чернышева наиболее детальный разрез турнейского яруса составлен А. И. Елисеевым (1958). Граница между девоном и карбоном проводится здесь (Першина, 1956) в основании слоев с *Endothyra communis* Raus., сложенных светло-серыми известняковыми гравелитами и известняками, аргиллитами и кремнистыми сланцами.

Турне А. И. Елисеевым (1958) расчленяется на два подъяруса.

Нижний подъярус. Светло-серые известняковые гравелиты и темно-серые известняки, аргиллиты и кремнистые сланцы с *Bisphaera malekensis* Bir., *Rugosochonetes hardrensis* Phill., *Productus (Plicatifer)* ex gr. *mesoloba* Phill. Этот подъярус соответствует, вероятно, лихвинскому горизонту (подъярису) Подмосковья.

Верхний подъярус. Известяки с большим количеством кремнистых прослоев. По р. Вангыру он расчленяется на два горизонта: черепетский горизонт — с *Spiroplectamina tchernyschinensis* Lip., мощностью 15—50 м и кизеловский горизонт — с *Tournayella discoidea* Dain., *Endothyra paraucrainica* Lip., мощностью 30—75 м.

На известняках кизеловского горизонта залегают слои с *Tournayella moelleri* Malakh., *Haplophragmella* sp., *Quasiendothyra urbana* Malakh. и другими формами, характерными, по Н. П. Малаховой, для луньевского горизонта.

В поднятии Чернова турнейские отложения представлены нормальными серыми известняками, отчасти доломитизированными. Характерных для Урала и Приуралья кремнистых плитняков здесь уже нет, хотя, судя по фауне, развит полный разрез турне. Представление о характере и составе турнейских отложений, развитых в поднятии Чернова, дает разрез их по р. Талате (Хайпудырское побережье).

В этом разрезе выделяются нижне- и верхнетурнейские слои.

Нижнетурнейские слои. Толстослоистые и массивные серые известняки с подчиненными им желтовато-серыми доломитами. Фауна состоит из довольно многочисленных фораминифер и кораллов. Реже встречаются брахиоподы и гастроподы. Изучена она еще плохо, поэтому можно привести лишь немногие формы: *Endothyra* aff. *communis* Raus., *En. mirabilis* Tschern., *Syringopora gracilis* Keys., *Clisiophyllum modavense* Salée, *Spirifer medius* Leb. Мощность 110 м.

Верхнетурнейские слои. Темно-серые сильнобитуминозные известняки с прослоями и желваками черного кремня, с фауной кораллов, брахиопод и гастропод: *Syringopora conferta* Keys., *Clisiophyllum modavense* Salée, *Caninia* cf. *cornucopiae* Mich., *Uralinia* sp., *Viphyphullum* sp., *Lithostroton* sp., *Spirifer cinctus* Keys., *Euomphalus catilliformis* Kоп. Мощность 40 м.

На Синькином Носу разрез турне такой же, как на р. Талате. Здесь установлены как нижнетурнейские известняки со *Spirifer medius* Leb. и *Martiniopsis washkuricus* Fred., так и верхнетурнейские известняки со *Spirifer cinctus* Keys.

Мощность турнейских отложений в пределах поднятия Чернова меняется от 100 до 220 м, постепенно уменьшаясь с юго-востока на северо-запад: на реках Тар-ю и Подымей-вис около 220 м, на р. Талате 150 м, на Синькином Носу 100 м.

Турнейские известняки залегают здесь согласно на фаунистически охарактеризованных известняках верхнего девона (фаменский ярус) и связаны с ними постепенным переходом.

Выше залегают серые толстослоистые известняки нижнего визе с первыми гигантеллами.

На основании детальных исследований Н. Н. Лапина и М. К. Трошина (1959) для р. Талаты и Синькина Носа дают следующий обобщенный разрез турнейского яруса:

Нижнетурнейский подъярус. Светло-серые доломиты с включениями кремня с *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. irregularis* Bir., *Archaelagena* (?) sp., *Archaeosphaera minima* Sul., *Parathuramina cuschmani* var. *minima* Apt. Мощность 120 м.

Верхнетурнейский подъярус. Темно-серые местами брекчиевидные битуминозные известняки с включениями кремня с *Brunsia* cf. *spirillinoidea* Grozd. et Leb., *Spiroplectamina guttula* Mal., *S. tschernyschinensis* Lip., *Chernyschinella glo-miformis* Lip., *Endothyra* cf. *mammita* Mal. и др. В кровле встречены фораминиферы, характерные для кизеловского горизонта: *Endothyra latspiralis* Lip., *End. inflata* Lip. и др. Мощность до 100 м.

Хороший разрез турнейских отложений обнажен на о-ве Большой Зеленец. Они залегают здесь прямо на фаменских доломитизированных известняках и представлены темно-серыми битуминозными и коричневато-серыми тонкослоистыми известняками с многочисленными прослоями и желваками черного кремня. Турнейские известняки переполнены кораллами. Встречаются также редкие брахиоподы и гастроподы. Мощность известняков около 70 м. Они покрываются черными слоистыми глинами мощностью 3,5 м, которые, видимо, отвечают угленосной толще (С₁^н) других районов Печорского бассейна, так как вышележащие известняки содержат уже типично визейскую фауну.

На Синькином Носу и на р. Талате толща глин между турнейскими и визейскими известняками отсутствует. Уменьшенная вдвое мощность турне на Большом Зеленце по сравнению с мощностью на р. Талате объясняется, по мнению А. П. Ротая, тем, что на о-ве Большой Зеленец к турне отнесена только толща начиная со слоев *Spirifer medius* Leb.

Нижележащие известняки мощностью около 80 м отнесены здесь к девону, в то время как на р. Талате они включены в турне.

6. **Пай-Хой.** На Пай-Хое в соответствии с его структурой, представляющей собой антиклинорий с выходами в центральной части древних пород (кембрия, силура, девона), карбоновые отложения выступают двумя главными полосами по его крыльям, т. е. по юго-западному и северо-восточному склонам. Обе эти полосы сближаются на юго-востоке в области периклинального погружения структуры Пай-Хоя.

На юго-западном склоне Пай-Хоя (Крылова, 1940а) турнейские отложения представлены темными или почти черными плитчатыми известняками, переходящими вверх в светло-серые крупнозернистые массивные разности с черными кремнями. Они залегают согласно на верхнедевонских известняках со *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *archiaci* M u g c h. и связаны с ними постепенным переходом. Выше лежат известняки с визейской фауной. Таким образом, терригенная угленосная толща (С₁^н), которая в южной половине Печорского Приуралья является обычно промежуточным звеном между турнейскими и визейскими известняками, на Пай-Хое отсутствует.

Местами по фауне можно различать нижнетурнейские и верхнетурнейские слои, однако в ряде разрезов фауны не обнаружено и эти слои выделяются только условно.

Нижнетурнейские слои. Темные тонкослоистые известняки с кремнями и черными кремнистыми плитняками со *Spirifer medius* Leb., *Stylostroma ramosum* var. *aegivesticulosa* Gorsk. и др. Мощность до 50 м.

Верхнетурнейские слои. Серые и светло-серые обычно толстослоистые известняки с кремнями. Фауна: *Productus (Pustula) rugatus* Phill., *Spirifer cinctus* Keys., *Uralinia septata* Gorsk. и др. Мощность до 100 м.

На северо-восточном склоне Пай-Хоя нижнекаменноугольные отложения выступают на довольно большой площади в бассейне рек Силовой и Кары.

Турнейский ярус выражен здесь переслаивающейся толщей темных известняков и красных, малиновых, зеленых и серых глинистых, известковистых, кремнистых и яшмовидных сланцев. Преобладают плитчатые кремнистые сланцы и окремненные известняки. Встречаются радиолярии, фораминиферы, мшанки, губки и кораллы, из которых определены только *Bradyina* sp., *Endothyra* ex gr. *globulus* Möell., *Caniina cylindrica* Scoul., *Syringopora conferta* Keys. и некоторые другие.

Мощность турнейских отложений определяется в 250—350 м. Они залегают согласно на песчано-глинистой толще верхнего девона, а покрываются кремнисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с известняками с нижневизейской фауной (Волков, 1938, 1944; Осадчев, 19516).

Визейский и намюрский ярусы

Визейско-намюрские отложения представлены наиболее широко и встречаются почти повсеместно и обычно богаты разнообразной фауной, особенно кораллами и брахиоподами.

Стратиграфически визейские отложения хорошо делятся на три части: нижнее, среднее и верхнее визе. Нижнее визе отвечает примерно семиуловой зоне, среднее и верхнее — дибунофилловой.

Для нижнего визе характерны: *Chonetes papilionacea* Phill., *Ch. gigantea* Fred., *Productus (Plicatifera) sublaevis* Коn., *Pr. (Pl.)* ex gr. *mesolobus* Sow., *Pr. (Gigantoproductus) mirus* Fred., первые *Lithostrotion* и др.

Среднее визе характеризуется широким развитием *Productus (Gigantoproductus) mirus* Fred., *Pr. (Gigantonproductus) maximus* М'Соу, *Chonetes gigantea* Fred., разнообразных *Dibunophyllum*, *Lithostrotion* и др.

Верхнее визе отличается широким развитием *Productus (Gigantoproductus) giganteus* Mart., *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch., *Athyris variabilis* Möell., *Cyrtina carbonaria* М'Соу, *Parastaffella struvei* Möell., разнообразных *Chaetetes*, *Dibunophyllum* и т. д.

Отложения среднего и верхнего визе отличаются, в общем, исключительным однообразием своего литологического состава. На всей рассматриваемой территории они представлены известняками, которые местами (на севере и западе) частично замещаются или переслаиваются с доломитами.

Литологический состав нижнего визе более сложен. Известняками оно представлено лишь в северной половине рассматриваемой территории (и то за исключением северо-западного склона Пай-Хоя). В южной половине, в полосе Приуралья, нижнее визе представлено уже терригенными породами.

В районе Верхней и Средней Печоры это угленосная в основном континентальная толща глинистых сланцев и песчаников с подчиненными углями, которая соответствует угленосной толще Кизеловского и других районов западного склона Урала.

Севернее по правобережью р. Косью (р. Кожима) нижневизейская терригенная толща представлена своеобразной морской терригенной фацией. Это темные глинистые сланцы с конкрециями сидерита, с массой гониатитов и редкими брахиоподами.

Эта толща получила от А. А. Чернова название рудоносной, хотя с полным основанием за нею может быть сохранено и название «угленосная», так как в ней имеются не только углистые сланцы, но и два или три небольших пласта (до 30 см) угля. Особенности терригенной толщи Кожимского района по сравнению с более южными районами являются почти полное отсутствие в ней песчаников и несомненно морское ее происхождение.

Далее к северу терригенная толща не установлена. Принято считать, что севернее р. Кожима она полностью отсутствует, будучи замещена там карбонатными породами. Однако эти представления являются ошибочными.

Конечно, терригенная толща нижнего визе, достигающая на р. Кожиме мощности 300 м, не может неожиданно и вдруг исчезнуть по простиранию к северу. Несомненно, что она продолжается и далеко к северу от р. Кожима, и замещение глинистых сланцев известняками происходит медленно и постепенно. Отсутствие этой толщи в разрезах р. Лемвы и севернее почти до устья р. Ельца является кажущимся. Оно объясняется тектоническими причинами и условиями обнаженности этой полосы.

Можно думать также, что на р. Лемве она входит в состав лемвинского комплекса К. Г. Войновского-Кригер (1944). Несомненно, однако, что к северу от р. Кожима действительно идет выклинивание (замещение) терригенной толщи S_1^h ; но это выклинивание идет, конечно, постепенно. Во всяком случае следы терригенной толщи улавливаются даже в бассейне верхнего течения р. Усы (р. Елец и др.), где на границе турне и визе местами имеются темные глинистые сланцы до 4 м мощности.

Почти полное замещение терригенной толщи известняками в полосе Приуралья происходит не сразу севернее р. Кожима, а примерно на широте $60^\circ 40'$.

Мощность терригенной нижневизейской толщи по правобережью Средней Печоры (реки Вуктыл, Подчерем, Еджид-Кырта, Щугор) 250—350 м, на р. Кожиме 315 м, на левобережье р. Печоры в районе рек Вой и Сопляса 100 м, в районе р. Малой Кожвы 60 м, в районе Большой Кожвы толща почти или полностью выклинивается.

Таким образом, песчано-глинистая толща S_1^h развита на огромном протяжении вдоль западного склона Урала от верховьев р. Печоры до Полярного круга. Мощность ее здесь колеблется обычно в пределах 100—300 м. По направлению на запад и северо-запад от указанной полосы терригенная толща довольно быстро выклинивается, и средневерхневизейские известняки ложатся здесь на различные более древние горизонты.

В отношении визейско-намюрских отложений (их состава, стратиграфии, разрезов, палеонтологической характеристики, распространения и т. д.) существует весьма большое количество данных. Эти данные были получены разными лицами и в разное время попутно с геологическими, поисковыми и другими работами и нередко они являются

совершенно разрозненными и противоречивыми. Не ясна часто и степень достоверности имеющихся фактов, так как специальных литолого-стратиграфических исследований печорского карбона, а следовательно, и надлежащего анализа и обобщения существующих в этом отношении данных еще не производилось.

Недостаточная палеонтологическая изученность подавляющего большинства разрезов и литологическое однообразие пород не позволяют пока точно разграничить верхневизейские и намюрские отложения. Более того, в большинстве случаев достаточных палеонтологических доказательств того, что верхняя часть известняков в разрезах нижнего карбона действительно принадлежит к намюру или, наоборот, что последний отсутствует, не имеется, и этот вопрос приходится решать в значительной мере условно.

Дать описание визейских и намюрских отложений отдельно по ярусам не представляется возможным и поэтому они описываются совместно.

1. **Бассейн Верхней Печоры.** На крайнем юге рассматриваемой территории визейско-намюрские отложения распространены весьма широко. Многочисленные их выходы имеются на реках Малой Печоре, Илыче с их притоками. Лучшие разрезы находятся на р. Илыче.

Сводный разрез для этого района представляется по данным В. А. Варсанюфьевой (1940) в следующем виде (снизу вверх)¹.

В основании визе лежит *песчано-глинистая толща* C_1^h , однако углей в ней пока установлено не было. Ее мощность определяется примерно в 100 м, но точно не установлена из-за плохой обнаженности.

Толща представлена плотными сероватыми песчаниками, которым подчинены темно-серые и зеленоватые глинистые сланцы. Местами песчаники преобладают, слагая довольно мощные монолитные пачки, местами же они переслаиваются со сланцами более или менее часто и равномерно. В песчаниках изредка встречаются плохие растительные отпечатки. Было найдено также одно ядро гигантеллы.

Песчано-глинистая толща залегает на серых верхнетурнейских известняках, но непосредственный их контакт не наблюдался.

Свита C_1^{2A} . Темно-серые, до черных, битуминозные известняки с большим количеством колониальных кораллов — *Lithostrotion*, *Syringopora* и *Chaetetes*. В нижней части довольно много черных кремней, а сами известняки — тонкослоисты и местами (в северной части района) переслаиваются с известково-глинистыми сланцами. В верхней половине известняки становятся более светлыми (серыми) массивными без кремней. Фауна свиты богатая: *Lithostrotion junceum* Flehm., *L. basaltiforme* Portl., *L. irregulare* Phill., *L. portlocki* E. et H., *L. caespitosum* Mart., *L. rossicum* Stuck., *Dibunophillum turbinatum* М'Сой, *Clisiophyllum squanosum* Lind., *Chaetetes radians* Fisch., *Ch. orientalis* Stack., *Productus (Gigantoproductus) maximus* М'Сой, *Pr. (Gigantoproductus) giganteus* Mart., *Pr. (Gigantoproductus) striatosulcatus* Sar., *Pr. (Gigantoproductus) varians* var. *globosa* Sar., *Syringopora* sp.

Приведенный список фауны показывает, что эта свита относится к среднему и отчасти к верхнему визе и отвечает зонам C_1^{ye} и C_1^{vt} Донбасса.

Несомненно, что здесь, как и в других районах Урала и Печорского бассейна свита C_1^{2A} может быть подразделена на две: 1) нижнюю с *Productus maximus* М'Сой и *Pr. mirus* Fred, соответствующую при-

¹ Схема стратиграфического расчленения и индексы те же, что приняты для Кизеловского и других районов западного склона Среднего Урала.

мерно горизонтам $C_1^{2A-1+II}$ (без верхов) схемы О. Л. Эйнора и отвечающую подзоне D_1 Англо-Бельгийского бассейна, и 2) верхнюю, которая соответствует примерно горизонту C_1^{2A-III} и верхам горизонта C_1^{2A-1} . В Англо-Бельгийском бассейне это подзона D_2 . К сожалению, послыное палеонтологическое изучение разрезов отсутствует, и провести указанное расчленение этой свиты пока не представляется возможным. Можно, однако, думать, что горизонту C_1^{2A-1} отвечает нижняя часть этой свиты, представленная черными тонкслоистыми известняками с кремнями.

Общая мощность свиты 300—350 м. С подстилающей угленосной толщей она связана постепенным переходом. Хорошо выдерживается и литологически и палеонтологически.

Свита C_1^{2B} . Серые, довольно светлые фораминиферо-водорослевые и брахиоподовые известняки. Колониальные кораллы относительно редки (за исключением *Palaeosmilia* и *Lonsdaleia*, которые иногда слагают целые прослои), брахиоподы значительно обильнее, чем в свите C_1^{2A} . Кремней нет.

Особенно характерно большое изобилие *Productus (Striatifera) striatus* Fisch. при более редких, а чаще и полном отсутствии представителей *Gigantoproductus*. Характерно также обилие фораминифер и микроскопических известковых водорослей, которые играют породообразующую роль. Фауна: *Archaediscus karreri* Brady, *Endothyra* ex gr. *parva* Möll., *Donetzella* cf. *lutugini* Masl., *Lithostrotion junceum* Flem., *L. caespitosum* Mart., *Lonsdaleia floriformis* Mart., *L. suplicata* Mart., *Cyathophyllum heliops* Keys., *Palaeosmilia* cf. *multiplex* Keys., *Dibunophyllum rugosum* McCoy, *Productus (Gigantoproductus) striatosulcatus* Schw., *Pr. (Gigantoproductus) edelbargensis* Phill., *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch. и др.

В верхах свиты местами развиты характерные черные известняки с мелкими брахиоподами.

Судя по фауне, приведенной выше и известной из этой свиты по Кизеловскому и другим районам, нижняя ее часть относится к верхам визе, а верхняя — уже к намюру. Мощность свиты 230—280 м.

Свита C_1^{2C} . Нет оснований сомневаться, что эта свита целиком относится к намюру. Распространена она спорадически. В большинстве разрезов отсутствует, будучи, вероятно, размыта. Представлена брекчиевидными и нормальными светлыми известняками. Брекчиевидные известняки залегают внизу и достигают мощности не менее 30 м. Некоторые слои нормальных известняков переполнены *Productus (Striatifera) striatus* Fisch. В других местах они или совсем немые или содержат только фораминиферы (*Archaediscus karreri* Brady и др.) и остатки водорослей типа *Donetzella lutugini* Masl. Мощность около 50 м.

Выше залегают толщи брекчиевидных известняков, относимых В. А. Варсанюфьевой и другими исследователями к среднему карбону.

Общая мощность визе—намюра (свиты C_1^{2A} — C_1^{2C}) в районе рек Илыча и Верхней Печоры достигает 650—700 м, из которых нижние 100 м приходится на долю угленосной толщи.

2. Бассейн Средней Печоры. Близки к описанным выше также визейско-намюрские отложения ближайшего к северу района, расположенного в бассейне Средней Печоры. Общая их мощность в этом районе достигает 500—800 м. Нижняя часть визе мощностью до 370 м сложена здесь терригенными породами угленосной толщи (C_1), верхняя — известняками.

Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935) дают следующий сводный разрез для этого района, причем для характеристики толщи

использованы в основном более поздние данные К. Г. Войновского-Кригер (1944 г.).

Глинисто-песчаниковая толща S_1^h распространена по всему району, но обнажена слабо. Изучена относительно хорошо благодаря геологоразведочным работам на уголь по правобережью р. Печоры, от р. Вуктыла на юге до р. Щугора на севере.

Представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами с подчиненными им углями. Породы в основном континентальные. Морская фауна (обломки брахиопод, гастропод и членики криноидей) встречена в прослоях глинистых сланцев лишь в очень немногих пунктах, но это доказывает, что в составе угленосной толщи участвуют и морские фации.

Окраска пород, в общем, серая, темно-серая и зеленовато-серая. Для песчаников характерны светлая, нередко почти белая окраска, однообразный кварцевый состав, хорошая их отсортированность и отсутствие крупнозернистых разностей. Они составляют около 50% общего состава пород толщи. Глины — пестрые, лилово-розовые, пластичные. Они приурочены к верхним горизонтам толщи.

Нижняя часть разреза в основном песчаниковая, верхняя — преимущественно сланцевая (аргиллиты и алевролиты). В аргиллитах часто содержатся конкреции сферосидерита. Изредка аргиллиты и алевролиты сильно пиритизированы. Характерно постоянное наличие в толще прослоев и пластов угля, из которых некоторые имеют промышленное значение.

Наиболее мощные пласты (местами до 3 м) залегают в нижней части толщи. В разрезе наиболее изученного Еджид-Кыртинского месторождения имеется обычно 1—3 пласта рабочей мощности, но общее их количество в сводном разрезе достигает 4—5. Другими словами, здесь нет, видимо, ни одного реального разреза, где бы все эти пласты достигали рабочей мощности одновременно, в одном месте.

Наличия угольных пластов рабочей мощности к востоку от Вуктыльского антиклинала пока не установлено.

В Еджид-Кыртинском месторождении угленосная толща подразделена К. Г. Войновским-Кригер (1944 г.) на ряд пачек, однако по простиранию они выдерживаются плохо. Вместе с тем общий тип разреза, состав и сочетание пород обнаруживают значительное сходство с разрезом угленосной толщи Кизеловского района, что свидетельствует о большом однообразии условий отложения этой толщи на огромном протяжении вдоль западного склона Урала.

На левобережье р. Печоры, в районе рек Большой Сопляс и Вои, кварцевые песчаники, непосредственно покрывающие турнейские известняки, пропитаны битумами и издавна эксплуатируются как точильный камень высокого качества.

Общий характер и состав угленосной толщи довольно постоянны, но отдельные слагающие ее слои меняются на большом протяжении. Из всех пород толщи, пожалуй, наиболее выдержанными являются угли.

Мощность угленосной толщи в пределах Вуктыльского антиклинала (крайняя западная полоса выходов карбона и девона на правобережье р. Печоры между реками Вуктылом и Щугором) составляет 200—370 м, а в районе Усть-Щугора снижается до 90 м. По направлению на север и особенно северо-запад и запад от р. Еджид-Кырты мощность толщи S_1^h быстро уменьшается. Отчасти это уменьшение идет за счет выклинивания, но главным образом за счет все более глубокого размыва толщи в этом направлении во время, предшествовавшее отложению

вышележащих известняков среднего визе. От Усть-Шугора до Кожвы мощность толщи C_1^h снижается от 90 м до нуля.

На левобережье р. Печоры, в районе рек Вои и Сопляс, она достигает всего 100 м (50—100 м), а на площади Западно-Соплесского поднятия полностью выклинивается. В районе р. Малой Кожвы мощность толщи 60 м, а в районе р. Большой Кожвы она почти или полностью выклинивается.

В бассейне р. Большой Кожвы толща, как и на южном участке, исчезает из разреза в связи с размывом (Войновский-Кригер, 1944а). Здесь на турнейских известняках залегают прямо известняки верхнего визе, в основании которых проходит слой известнякового конгломерата.

В северо-восточном направлении мощность толщи C_1^h тоже подвержена колебаниям, но эти колебания, вероятно, незначительны, так как на р. Кожиме, расположенной в 160 км к северо-востоку от р. Шугора, мощность рассматриваемой толщи достигает 315 м.

Вместе с уменьшением мощности по направлению на северо-запад песчано-глинистая толща претерпевает и заметные литологические изменения. Уже в близлежащих местах на левобережье р. Печоры из нее исчезают признаки угленосности, но зато породы часто бывают пропитаны битумами, и в них было установлено также присутствие нефти (Касьянов, 1940—1943 гг.).

Песчаники здесь менее плотны и иногда замещаются песком. И в песчаниках и в сланцах встречаются растительные остатки, из которых М. Д. Залесским были определены *Stigmaria ficoides* Stegb., *Lyginodendron*, *Knoria*, *Bergeria* и *Ulodendron*.

Вышележащие слои нижнего карбона представлены известняками. Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935) различают здесь, как и для турне, два типа разрезов — восточный и западный. Следует заметить, однако, что их различия основаны скорее всего на неточностях корреляции слоев и в действительности существует не два, а один тип разреза визе—намюра. Нам кажется более вероятным, что существует именно восточный тип, ибо он прослежен Добролюбовой и Сошкиной и выдерживается на обширной территории, в то время как западный тип наблюдается ими всего в одном обнажении. По указанным причинам ниже приводится только один разрез — восточного типа.

Горизонт $C_1^2a_1$. Внизу — сланцы глинистые и известковистые, черные, переслаивающиеся с пластами темного известняка. Встречаются тонкие углистые прослои. В верхней части глинистые сланцы отсутствуют полностью или играют сугубо подчиненное значение, а известняки содержат большое количество черных кремней и обильную фауну: *Syringopora conferta* Keys., *Cyathophyllum heliops* Keys., *C. regium* Phill., *Lithostrotion junceum* Flem., *L. rossicum* Stuck., *L. irregulare* Phill., *L. caespitosum* Mart., *L. affine* Flem., *L. phillipsi* E. et H., *Fenestella exigua* Ulr., *F. tenax* Ulr., *Productus (Echinonchus) punctatus* Mart., *Pr. (Productus) concinnus* Sow., *Chonetes papilionacea* Phill., *Spirifer duplicicostus* Phill., *Athyris expansa* Phill.

Отложения описываемого горизонта связаны с подстилающей его угленосной толщей постепенным переходом. Примерно так же этот горизонт представлен и в разрезах западного типа. Мощность горизонта около 60 м. Стратиграфически соответствует среднему визе, именно подзоне D_1 общей шкалы, горизонту C_1^{A-1} более южных районов Урала, зоне C_1^{ye} Донбасса, тульской толще Подмосковья и т. д.

Горизонт $C_1^2a_2$. Светлые чистые известняки толстослоистые и глыбовые, местами с кремнями. Кверху и книзу они постепенно сменяются более темными глинистыми разностями. Обильная фауна фораминифер,

кораллов и гигантелл: *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *H. elegans* Raus. et Reitl., *Haplophragmella fallax* Raus. et Reitl., *Archaediscus karreri* Brady, *Endothyra crassa* Brady, *Cyathophyllum regium* Phill., *Lithostrotion junceum* Flem., *L. rossicum* Stuck., *L. irregulare* Phill., *L. affine* Flem., *L. martini* E. et H., *L. phillipsi* E. et H., *Productus (Gigantoproductus) giganteus* Mart., *Pr. (Gigantoproductus) striatosulcatus* Schw., *Pr. (Linoproductus) hemisphaericus* Sow., *Chonetes papilionacea* Phill., *Fenestella limbata* Foerst., *F. exigua* Ulr. var. *rossica* Sch.-Nest., *F. beschevensis* Nik. var. *intermedia* Nik. Мощность около 100 м.

Стратиграфически горизонт отвечает уже верхнему визе, именно подзоне D₂ Англо-Бельгийского бассейна и зоне C₁^г Донбасса.

Горизонт C₂^{а—b}. Литологически в пределах этого горизонта авторы его различают два подгоризонта: 1) нижний, сложенный темными глинистыми известняками, известково-глинистыми сланцами и кварцевыми мелкозернистыми песчаниками — 80 м; 2) верхний — светлые чистые плотные глыбовые известняки, внизу темные — 150 м.

Фауна богатая: *Palaeosmia multiplex* Keys., *P. gigantea* Stuck., *P. stuchburgi* E. et H., *Lithostrotion junceum* Flem., *L. rossicum* Stuck., *L. irregulare* Phill., *L. caespitosum* Mart., *L. portlocki* E. et H., *Lonsdaleia duplicata* Mart., *Dibunophyllum rugosum* M'Coу, *Fenestella exigua* Ulr., *Pr. (Gigantoproductus) striatosulcatus* Schwetz., *Pr. (Gigantoproductus) giganteus* Mart. var. *inflata* Sar., *Pr. (Echinoconchus) punctatus* Mart.

Приведенный список свидетельствует о верхневизейском возрасте этого горизонта.

В разрезе западного типа Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина указывают для этого горизонта фауну, значительно отличную от приведенного списка с явными элементами в ней более высоких стратиграфических горизонтов C₁ (низов намюра), такими, как *Productus (Gigantoproductus) edelburgensis* Phill., *Pr. (Gigantoproductus) latissimus* Sow. и др.

Возможно, что горизонт а—b разрезов восточного типа не совсем соответствует горизонту а—b разрезов западного типа и что последний содержит и более высокие слои.

Д. М. Раузер-Черноусова описала из горизонта западного разреза ряд фораминифер: *Hiperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *H. elegans* Raus. et Reitl., *Cribrostomum brady* Moell., *Endothyra crassa* Brady, *Bradyina rotula* Eichw., *Cribrospira panderi* Moell., *Samarina operculata* Reus. et Reitl., *Spirillina irregularis* Moell. Следует указать, что данный комплекс фораминифер, почти такой же, как и в михайловском и венецком горизонтах Подмосковского бассейна. Общая мощность горизонта а—b 230 м.

Горизонт C₁^{2b}. Светлые чистые толстослоистые известняки, часто нацело превращенные в известняковую брекчию. В брекчиевидных известняках фауна отсутствует или встречается редко. Указываются: *Productus (Gigantoproductus) giganteus* Mart., *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch., *Lithostrotion martini* E. et H., *L. rossicum* Stuck.

Для западной зоны указывается, кроме того, ряд гигантопродуктов и кораллов, а также *Cyrtina carbonaria* M'Coу.

Палеонтологически этот горизонт охарактеризован очень слабо, поэтому определить его точное возрастное положение затруднительно. По совокупности всех данных, вероятнее всего, это самые верхи визе и, возможно, самые низы намюра.

Мощность горизонта определяется предположительно в 100 м, а в западной зоне она равна 150—200 м, хотя вряд ли горизонт восточ-

ной зоны синхроничен таковому западной. Последний, вероятно, включает и более высокие слои нижнего карбона, чем восточный.

Выше с перерывом залегают в разных местах разные горизонты среднего и верхнего карбона и нижней перми.

А. П. Ротай (1947а) считает, что сводный разрез визе рассматриваемого района (правобережье Средней Печоры) представлен несколько иначе (снизу вверх):

1. Горизонт C_1^1 . Угленосная терригенная толща, представляющая частое переслаивание кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов с годичными прослоями и пластами угля. 200—300 м
 2. Горизонт C_1^2 . Темные и серые известняки с *Productus (Gigantoproductus) mirus* Fred., *Pr. (Gigantoproductus) maximus* M'Coу, *Chonetes (Daviesiella) gigantea* Fred и массой *Dibunophyllum* и *Lithostrotion* около 100 „
 3. Горизонт C_1^3 . Белые и серые сливные и мелкозернистые известняки с *Productus (Gigantoproductus) giganteus* Mart., *Spirifer trigonalis* Mart. и массой *Cyrtina carbonaria* M'Coу и единичные кораллы 55 „
 4. Горизонт C_1^4 . Известняки серые тонкослоистые и сливные и мелкозернистые с *Productus (Gigantoproductus) ex gr. maximus* M'Coу, *Lithostrotion* и многочисленные *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch. 30 „
 5. Горизонт C_1^5 . Беловатые сливные и полусливные известняки, местами переходящие в крупнокристаллические. Вверху почти немые, внизу — много фауны: *Productus (Striatifera) striatus* Fisch., *Pr. (Gigantoproductus) giganteus* Mart., *Pr. (Gigantoproductus) cf. latissimus* Sow., *Pr. (Plicatifera) plicatilis* Sow., *Pr. (Linoproductus) tenuistriatus* Verп., *Cyrtina carbonaria* M'Coу, *Chaetetes*, *Dibunophyllum* 275 „
- Возраст — верхний визе. Возможно, что верхи известняков этого горизонта относятся уже к намюру.

Как этот, так и два ниже лежащих горизонта не сопоставляются с горизонтами а—b и b схемы Добролюбовой и Сошкиной.

По направлению на запад и северо-запад от рассмотренного района разрез визе—намюра быстро меняется. Мощности известняковых горизонтов уменьшаются. Угленосная толща выклинивается и уже на площади Западно-Сопляского поднятия, а также в бассейне р. Большой Кожвы и в гряде Чернышева она полностью отсутствует. Средне- и верхневизейские известняки залегают здесь с перерывом прямо на турнейских известняках.

3. **Бассейн р. Косью.** Визейско-намюрские отложения представлены здесь очень широко как на р. Косью, так и на ее притоках. Исключением составляет угленосная толща, хорошие обнажения которой имеются только на р. Кожиме. Вообще лучший и наиболее изученный в районе разрез визе—намюра находится на р. Кожиме, который мы приводим в качестве типового разреза для всего района. Характеристика этого разреза дается на основании исследований А. П. Ротая (1944, 1947а) и А. А. Чумакова (1948).

Литологически разрез визе—намюра делится на три части. Нижняя часть мощностью 315 м сложена черными глинистыми сланцами с линзами и конкрециями сидерита. Это так называемая рудоносная толща, которая относится к нижнему визе.

Средняя часть мощностью 365 м представлена разнообразными известняками. Стратиграфически она соответствует среднему и верхнему визе. И, наконец, верхняя часть мощностью 320 м, представленная также известняками, но в основном брекчиевидными, принадлежит намюру. Ранее эта верхняя намюрская часть разреза относилась всеми исследователями к среднему карбону.

Начиная со среднего визе весь разрез нижнего карбона представлен, следовательно, сплошными известняками. Известняки среднего и

верхнего визе заключают богатую, хотя и однообразную, фауну кораллов и брахиопод. Фауна в брекчиевидных известняках намюра редка и однообразна.

Терригенная толща, слагающая нижнюю часть визе, является, несомненно, стратиграфическим аналогом угленосной свиты S_1^h района Средней Печоры, Кизеловско-Вишерского и других районов западного склона Урала.

Границы визе и намюра в значительной мере являются условными литологическими границами.

На основании палеонтологических и литологических признаков визейско-намюрские отложения Кожима делятся на следующие горизонты (снизу вверх).

Горизонт S^{IV} . Черные глинистые сланцы с многочисленными округлыми и дисковидными конкрециями и линзами сферосидерита. Имеется три пласта углистых сланцев (мощностью до 2 м каждый) и два небольших (до 30 см) прослоя угля. Угли и углистые сланцы приурочены к самой нижней 30-метровой пачке разреза. В разрезе конкреции располагаются четковидными цепочками по плоскостям наслоения сланцев. Размеры конкреций небольшие, обычно до 20 см в диаметре. Кроме таких конкреций, встречаются отдельные линзы сферосидерита протяженностью в несколько метров и мощностью до 0,5 м.

Насыщенность глинистых сланцев сферосидеритовыми конкрециями неравномерная: одни горизонты почти без конкреций, другие включают их в большом количестве.

Внутри многих конкреций заключены раковины гониатитов (*Glyphioceras*, *Gastrioceras* и др.), обычно по одному экземпляру в каждой. Таким образом, раковины гониатитов являлись центрами коагуляции коллоида (геля) углекислого железа, выпадавшего на дне морского бассейна в виде сгустков одновременно с терригенным материалом вмещающих пород. Превращение этих студневидных сгустков в твердые микрокристаллические стяжения произошло только в последующую фазу, в процессе диагенеза пород.

В сланцах местами (особенно в средней части толщи) довольно много брахиопод. Они встречаются также и в сидеритовых конкрециях, но значительно реже, чем гониатиты. Кроме гониатитов и брахиопод, изредка встречаются также гастроподы, мшанки и трилобиты.

А. П. Ротаем определены: *Productus* (*Krotovia*) *aculeatus* Mart., *Pr. (Pustula)* cf. *pustulosus* Phill., *Pr. (Chonetipustula)* *carringtonianus* Dav., *Pr. (Plicatifera)* aff. *mesolobus* Phill., *Pr. (Dictyoclostus)* *martini* Sow., *Pr. (Thomasina)* *margaritaceus* Phill., *Pr. (Linoproductus)* *globasus* Garv., *Pr. (Linoproductus)* *tenuistriatus* Vern., *Pr. (Linoproductus)* *undatus* Defr., *Chonetes dalmaniana* Kon., *Pugnax* cf. *acuminata* var. *trinuclea* Kon., *Squamularia lineata* Mart., *Zaphrentis konincki* E. et H., *Fenestella*, *Phillipsia*, мелкие пелециподы и др.

Концентрация сферосидеритовых конкреций и линз в некоторых горизонтах столь значительна, что они могут иметь промышленное значение. Особенно богато насыщена ими средняя часть (примерно половина) разреза описываемой толщи. Книзу и кверху рудоносность постепенно затухает. Содержание руды в этой средней части свиты местами достигает 300 кг на 1 м³ породы, местами опускается до 70 кг, но в среднем колеблется в пределах 125—180 кг (Чумаков, 1944).

Содержание железа в руде составляет 23—38%, в среднем около 32%. Некоторые сидеритовые конкреции, по данным А. А. Чумакова, представляют псевдоморфозы по бурым водорослям и брахиоподам.

Нижняя половина и особенно нижняя четверть толщи отличаются от других ее горизонтов повышенным содержанием в сланцах и в руде глинозема и щелочей и почти полным отсутствием извести. В сланцах количество глинозема достигает 23—28%, в сферосидеритах 6%, в то время как в сланцах других горизонтов количество глинозема составляет 11—19%. Наименьшее количество Al_2O_3 содержится в самых верхах (около 25 м) описываемой толщи. Верхняя половина толщи является довольно сильно известковистой. Слагающие ее глинистые сланцы содержат 10—25% $CaCO_3$, особенно сильно известковистость возрастает у кровли толщи (верхние 25 м). Намечается, следовательно, постепенный переход описываемых терригенных пород к вышележащей карбонатной толще.

Нет оснований сомневаться в нижневизейском возрасте терригенной толщи. Надо помнить, однако, что нижняя ее граница является условной литологической границей и поэтому вряд ли она точно отвечает общепринятой палеонтологической границе между турнейским и визейским ярусами.

Рассматриваемая терригенная толща примерно отвечает зоне *Semipula* Англо-Бельгийского бассейна, зонам C_1^a — C_1^d Донбасса, а также угленосной толще Подмосковья и западного склона Урала (Кизел, Губаха, Луньевка, Вишера, Еджид-Кырта). Общая мощность толщи 315 м.

Горизонт C_1^2 . Литологически этот горизонт является переходным от чисто терригенной фации нижележащих осадков к чисто карбонатной фации вышележащих.

Нижняя часть мощностью 16 м представлена глинистыми и известково-глинистыми сланцами с тонкими, но частыми прослоями землисто-черного глинистого вонючего сильнобитуминозного тонкослоистого и неправильно листоватого известняка.

Выше залегают черные тонкослоистые битуминозные известняки с двумя пачками (8 и 9 м) массивных синеватых известняков общей мощностью 57 м. Среди битуминозных известняков в верхней части толщи имеются прослои глинистых сланцев.

В известняках богатая фауна брахиопод и кораллов: *Chonetes (Daviesiella) gigantea* Fred., *Chon. dalmaniana* Коп., *Chon. papilionacea* Phill., *Chon. glaber* Раецк., *Productus (Gigantoproductus) mirus* Fred (редко), *Pr. (Pustula) pustulosus* Phill., *Pr. (Overtonia) fimbriatus* М'Соу, *Pr. (Echinoconchus) elegans* М'Соу, *Martinia glebra* Mart., *Athyris asinuata* Lis., *Ath. expansa* Phill., *Lithostrotion junceum* Flem., *L. irregulare* Phill., *Caninia cylindrica* Scoul, *Syringopora ramulosa* Goldf., *S. distans* Fisch., *S. conferta* Keys. и др. (определения А. П. Ротая). Кораллы и *Chonetes* встречаются в большом количестве.

В верхних 20 м очень часто встречается и является характерным *Spirifer longibisulcatus* sp. nov. (Rotai). Видимо, из того же горизонта, выступающего по р. Косью, В. В. Маркин (1948) приводит ряд фораминифер: *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus., *Arch. karreri* Вгаду., *Endothyra* cf. *kirgisiana* Raus. и др. (определения А. И. Зотовой), а также брахиопод, которые не встречены на р. Кожиме: *Productus (Gigantoproductus) maximus* М'Соу, *Pr. (Thomasina) margaritaceus* Phill. и др. (определения В. П. Бархатовой).

Для битуминозных известняков очень характерны следы ползания червей.

По возрасту горизонт C_1^2 соответствует уже среднему визе, именно подзоне D_1 Англо-Бельгийского бассейна, зоне C_1^e Донбасса, тульской

толще Подмосковья и их стратиграфическим аналогам в других местах. Общая мощность 73 м.

Горизонт C_1^v . Мелко- и среднезернистые глыбовые массивные синевато-серые коралловые известняки. В основании и средней части масса черных кремней в виде круглых и неправильных стяжений (конкреций).

Кремневые конкреции залегают обычно по плоскостям наслоения известняков, по контакту двух смежных пластов (слоев) известняка, реже внутри мощных монолитных слоев. Как и в других горизонтах, они являются сингенетическими с вмещающими их известняками. Часто внутри кремневых стяжений находятся раковины брахиопод и кораллов.

В подавляющей массе кремневые стяжения сплюснуты в плоскости наслоения известняка, но некоторые из них имеют неправильную форму и ориентированы длинной осью косо или перпендикулярно к слоистости. Заключенные внутри кремневых конкреций раковины или обломки породы являлись центрами коагуляции студневидных комков геля SiO_2 , выпадавших на дне морского бассейна вместе с известковым илом и погребенных им в процессе дальнейшего осадконакопления. Превращение студневидных комков в кремнь произошло позднее в процессе диагенеза пород.

В известняках масса кораллов *Lithostrotion* и *Syringopora*. Особенно много *Lithostrotion*, которые буквально переполняют некоторые слои. В основном встречаются *L. basaltiformae* Phill., *L. junceum* Flem и *L. irregulare* Phill.

Изредка встречаются *Chonetes papilionacea* Phill., *Productus (Gigantoproductus) striatosulcatus* Schw., *Camarotoechia multicosata* Коп., а также *Caninia* и *Dibunophyllum* (определения А. П. Ротая). Соответствует C_1^e Донбасса, тувльской толще Подмосковья и т. д. Мощность 65 м.

Горизонт C_1^d . Однообразная толща серых среднезернистых плотных глыбовых чистых битуминозных известняков с редкой фауной кораллов и брахиопод: *Productus (Linoproductus) hemisphaericus* Sow., *Pr. (Linoproductus) cf. probus* Rot., *Pr. (Gigantoproductus) striatosulcatus* Schw., *Pr. (Gigantoproductus) maximus* Mart., *Pr. (Gigantoproductus) mirus* Fred., *Pr. (Dictyoclostus) hindi* M. Wood, *Pr. (Productus) carbonarius* Коп., *Pr. (Pustula) pustulosus* Phill., *Pr. (Echinoconchus) elegans* М'Соу, *Chonetes magna* Rot., *Chon. papilionacea* Phill., *Chon. dalmaniana* Коп., *Lithostrotion irregulare* Phill., *Caninia*, *Dibunophyllum* (определения А. П. Ротая). Кремни отсутствуют.

По возрасту это уже верхняя половина визе — подзона D_2 (вероятно, без ее верхней части). Стратиграфически соответствует примерно нижней половине зоны C_1^f Донбасса и алексинской толще Подмосковья. Мощность 110 м.

Горизонт C_1^c . Однообразная толща чистых серых массивных неслоистых мелкозернистых до полусливных известняков с относительно редкой фауной кораллов и брахиопод: *Productus (Gigantoproductus) giganteus* Mart., *Pr. (Gigantoproductus) striatosulcatus* Schw., *Pr. (Echinoconchus) elegans* М'Соу, *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch., *Pr. (Thomasina) margaritaceus* Phill., *Chonetes magna* Rot., *Chon. papilionacea* Phill., *Athyris variabilis* Möll., *Lithostrotion*, *Dibunophyllum*, *Caninia* и др. (определения А. П. Ротая).

В 20 м от основания располагается пачка слоев с массой *Lithostrotion* мощностью 5—7 м, выше которой встречается довольно много *Chonetes magna* Rot.

В верхах горизонта появляются первые признаки брекчиевидного строения известняков.

Литологически горизонт C_1^5 отличается от горизонта C_1^4 более мелкозернистыми (до полусливных) известняками, и граница между ними проведена как раз по этому последнему признаку.

По возрасту это уже верхи визе, именно верхняя часть подзоны D_2 и подзона D_3 Англо-Бельгийского бассейна; верхняя половина зоны C_1^6 и зона C_1^8 Донбасса; михайловская, веневская и низы серпуховской толщи Подмосковья. Мощность 120 м.

Выше следуют толщи, относимые к намюру. Общая мощность намюра на Кожиме достигает 320 м. Условные его границы: внизу — верхняя поверхность известняков с *Athyris variabilis* Möll., вверх — основание слоев с *Martinia sokolovi* Tschern. Представлен сплошными обычно брекчиевидными известняками с очень бедной и однообразной фауной. Связан с подстилающими известняками визе постепенным переходом. Наиболее четкий разрез выступает по левому коренному берегу р. Кожима, вдали от реки, несколько ниже обнажения 14 (считая от устья р. Кожима), и главным образом по левому берегу ручья Нортнича-йоль (левый приток р. Кожима в 8 км выше железной дороги), в приустьевой его части (выше обнажения 12).

Намюрская толща Кожима делится А. П. Ротаем на три горизонта (снизу вверх):

Горизонт C_1^1 . Известняки толстослоистые и глыбовые темно-серые мелкозернистые, местами среднезернистые битуминозные криноидные. Местами встречается фауна брахиопод: *Productus (Linoproductus) tenuistriatus* Vern., *Pr. (Gigantoproductus) latissimus* Sow., *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch., *Pr. (Productus) carbonarius* Коп., *Spirifer* ex gr. *bisulcatus* Sow. и *Lithostrotion* (определения А. П. Ротая).

Местами встречаются участки брекчиевидных известняков. Известняки горизонта C_1^1 выступают на левом коренном берегу р. Кожима на отрезке 130—270 м ниже обнажения 14. Мощность 40 м.

Горизонт C_1^2 . Известняки светлые, беловато-серые и желтоватые сливные и тонкозернистые с кремнистым изломом и блеском. В нижней половине большая часть известняков брекчиевидные, в верхней половине брекчиевидность выражена слабо.

Из фауны встречены только *Lithostrotion* и фораминиферы, оставшиеся неопределенными. Обнажается в приустьевой части ручья Нортнича-йоль. Мощность 31 м.

Горизонт C_1^3 . Светло-серые, до белых, брекчиевидные известняки, представляющие типичную известняковую брекчию. Она сложена остроугольными, а иногда и слабоокатанными (с обтертыми гранями) кусками известняка и изредка кремня, сцементированных известковистым же цементом. Размеры обломков, слагающих брекчию, самые разнообразные — от небольших кусочков до крупных глыб, измеряемых метрами. Ориентировка их беспорядочная, хаотичная. Брекчиевидное строение выражено очень резко. Слоистости нет (или она неясна) и очень грубая (мощность слоев достигает 2—3 м).

Состав брекчии однообразный. Основной ее фон образуют куски и глыбы светло-серого известняка. Среди них в подчиненном, но значительном количестве встречаются такие же куски и глыбы темного мелкозернистого известняка, явно чуждые основной светлой массе брекчии. Встречаются также единичные куски черного и серого кремня, а также куски почти белого известняка с конкрециями такого же кремня. Наконец, местами есть участки, состоящие из очень мелких обломков черного кремня и серого известняка.

В основании толщи лежит полутораметровый слой относительно мелкообломочной брекчии с массой кусков кремня в виде небольших плиток и мелких неокатанных обломков разнообразной формы. Здесь же имеются куски светлого полусливного известняка с кремневыми конкрециями.

В разрезе есть три пачки мощностью 14, 20 и 12 м, сложенные нормальными светло-серыми беловатыми полусливными известняками, в которых встречаются лишь редкие небольшие участки мелкообломочной брекчии. Цемент брекчии также известковый, но его количество весьма ограничено.

Верхняя граница горизонта C_1^{ns} , которая одновременно является и верхней границей намюрского яруса¹, проводится условно в основании известняков с массой *Martinia sokolovi* Tschern. На рч. Нортнича-Йоль эта граница совпадает также с верхней границей резко выраженных брекчий. Выше идут нормальные известняки, в которых брекчированные разности встречаются лишь отдельными участками. На правом берегу р. Кожима такого совпадения нет. Брекчии продолжаются и несколько выше этой границы. Брекчированность пород рассмотренного выше типа свойственна лишь немногим совершенно определенным стратиграфическим горизонтам, а не всему разрезу карбона.

Брекчии этого типа являются, следовательно, «стратиграфическими» брекчиями и их образование происходило лишь в строго ограниченные отрезки геологического времени — одновременно или вскоре после отложения соответствующих осадков.

С другой стороны, внутри брекчированного горизонта это явление вовсе не является повсеместным и универсальным. Один и тот же слой в одних местах превращен в брекчию, а в других — полностью сохраняет свой нормальный состав и строение, причем эти переходы происходят на очень коротких расстояниях.

Это позволяет сделать вывод, что явления брекчирования пород рассматриваемого типа в основном являются следствием обширных подводных оползней в результате тектонических движений и землетрясений.

Фауна встречена только в самых верхах этого горизонта, где много *Productus (Striatifera) striatus* Fisch, *Martinia minima* Jak. и фораминифер, из которых Д. М. Раузер-Черноусовой определены *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Parastaffella bradyi* (Möll) и некоторые другие формы.

Указанный комплекс фауны не оставляет сомнений в намюрском² возрасте горизонта C_1^{ns} . Более того, по мнению А. П. Ротая, можно вполне уверенно утверждать, что это нижний намюр (верхи нижнего намюра) и что верхнего намюра в Кожимском разрезе нет.

Для ориентировки в разрезе на местности следует указать, что обнажение 13, выступающее в виде высокой скалы на правом берегу р. Кожима несколько выше устья р. Нортнича-Йоль, сложено целиком намюрскими брекчиевидными известняками. А. П. Ротаем вплоть до верхов выступающего в обнажении 13 разреза встречены *Productus (Striatifera) striatus* Fisch., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Archaeodiscus baschkiricus* Raus., а также и некоторые другие формы.

¹ Судя по микрофауне, верхняя часть этого горизонта скорее относится уже к нижней части башкирского яруса (А. Ротай).

² Не исключена возможность, что верхи этого горизонта с *Pseudostaffella antiqua* принадлежат к нижней части среднего карбона. (Прим. ред.)

В обнажении 13 выступает почти самая верхняя часть намюра, представленного в Кожимском разрезе. Граница со средним карбоном проходит немного выше этих слоев. Мощность горизонта C_1^n — 250 м.

Кроме р. Кожима, аналогичные брекчиевидные известняки намюрского возраста также выступают на реках Инте (около 100 м), Косью (около 20 м), Вангыре (мощная толща), а также вне пределов рассматриваемого района — в бассейне Верхней и Средней Печоры, в верховьях р. Усы и в других местах. Аналогичные известняковые брекчии или брекчиевидные известняки широко распространены по западному, а отчасти и восточному склону Урала, а также на Русской платформе. При этом они почти всегда занимают определенное стратиграфическое положение: верхи визе — намюр, реже средний карбон (московский ярус) и, наконец, изредка встречаются в основании верхнего карбона.

Образование этих известняковых брекчий еще недостаточно ясно, но их обширное региональное распространение и приуроченность к определенной части разреза, т. е. к определенному моменту геологического времени, показывает, что оно вызвано какой-то общей единой причиной, действовавшей примерно одновременно на чрезвычайно обширной территории. Конечно, это не тектонические брекчии (брекчии трения), как предполагают некоторые геологи.

Несомненно, что их образование стоит в прямой связи и является следствием тех геологических процессов, которые привели к обширной намюрско-кайальской регрессии моря и перерыву осадконакопления в это время на огромных пространствах Русской платформы, Урала и других областей земного шара. В первую очередь это различные тектонические движения обширных участков земли, которые происходили начиная с намюра и до середины среднего карбона включительно.

В значительной своей части известняковые брекчии образовались, видимо, в результате подводных оползней, т. е. в морских условиях без значительных перерывов процесса осадконакопления, но частично они представляют и явно перетолженную породу, образовавшуюся с перерывом в результате обычного размыва нижележащих пород. Отчасти об этом свидетельствует наблюдаемая часто смесь кусков различного известняка в одном слое, но главным образом наличие в толще брекчии слоев известнякового конгломерата, сложенных в значительной своей части мелкими кусками и обломками кремня, который в непосредственно нижележащих и вышележащих слоях известняков отсутствует.

Можно говорить, следовательно, о наличии здесь неустойчивого равновесия между сушей и морем в течение намюра и среднего карбона, которое явилось результатом колебательных движений (поднятий) Урала и Русской платформы в это время. Местами эти движения приводили к повторным сменам моря и суши, к сменам процесса накопления осадков процессом их неглубокого размыва. Местами же поднятия приводили не к регрессии моря, а лишь к оползанию известковых осадков или вовсе не нарушали нормального хода осадочного процесса.

Наконец, на обширных территориях Русской платформы и Урала эти движения привели к длительной регрессии моря и перерыву в накоплении (от намюра до середины среднего карбона).

Есть, таким образом, основания полагать, что: 1) известняковые брекчии вовсе не представляют собой какую-то точно определенную часть разреза карбона на всей площади их развития. Наоборот, в разных местах они соответствуют разным отрезкам колонки намюр — средний карбон; 2) в основании, внутри и в кровле брекчии могут быть

стратиграфические перерывы, с размывами подстилающих осадков; 3) местами брекчии могут отсутствовать или потому, что они замещаются нормальными известняками, или потому, что на их месте в разрезе приходится перерыв; 4) слагающий брекчию материал может быть разновозрастным материалом, именно: щебень брекчии — визе — намюру — каяльский ярус, цемент — московский ярус — верхний карбон; 5) указанные брекчии не могут быть развиты повсеместно в виде сплошного плаща; 6) в случае длительного перерыва, при отсутствии брекчии на нижнем карбоне может залегать непосредственно московский ярус S_2 , верхний карбон и даже нижняя пермь.

С другой стороны, даже в Косьинском районе брекчиевидное строение известняков вовсе не является исключительной принадлежностью намюра или среднего карбона. Неправильные участки известняков с брекчиевидным строением встречаются на р. Кожиме также в верхах визе и среди известняков верхнего карбона, а на р. Вангыре, по данным А. А. Чернова, даже в турне.

Брекчии, выступающие на р. Большой Инте, в устье Третьего Вожа, слагают ядро опрокинутой на северо-запад антиклинальной складки. По наличию найденных в них А. П. Ротаем *Productus (Striatifera) striatus* Fisch. и указываемых Т. Н. Пономаревым (1938) *Archaediscus karreri* Brady, *Pseudostaffella dagmarae* Dutk., *Endothyra crassa* Brady они также относятся к намюру, а не к среднему карбону, куда их относили раньше.

В разрезе на р. Большой Инте наблюдается только верхний контакт брекчиевидных известняков. Здесь непосредственно на брекчиевидных известняках залегают серые полусливные известняки мощностью 160—200 м, относящиеся, вероятно, отчасти к верхнему карбону, но главным образом к сакмарскому ярусу P_1 .

Мощность брекчиевидных известняков: на Большой Инте больше 100 м, на Кожиме 250—300 м; на Косью — неясна, но может достигать 150—200 м; на Вангыре — большая, но точно не определена; на Изья-ю (Каменка), возможно, 150 м.

Таким образом, можно полагать, что мощность брекчиевидных известняков в рассматриваемом районе лежит в пределах 150—300 м.

4. Бассейн р. Усы. В полосе Приуралья и западного склона Урала на отрезке между реками Большой Интой и Ельцом достаточно полных разрезов нижнего карбона мало и разрез визе — намюра здесь остается неизвестным.

Вряд ли можно сомневаться, однако, что здесь в южных участках он подобен кожимскому разрезу (нижний визе представлен терригенными породами, выше — известняками), а в северных — елецкому (весь разрез представлен известняками). Об этом говорит, с одной стороны, однотипность визейско-намюрских известняков, выступающих на юге (реки Кожим, Большая Инта) и севере (р. Елец и др.), а с другой — отсутствие на севере терригенной толщи.

Надо думать, что выклинивание терригенной нижневизейской толщи по направлению на северо-восток идет постепенно и что она полностью замещается известняками примерно на широте Полярного круга.

Визейско-намюрские известняки обнаружены С. Н. Волковым (1944) в верховьях р. Лемвы. Видимая их мощность около 90 м. В верхних горизонтах этих известняков найдена богатая фауна брахиопод и гониатитов, определенная Л. С. Либровичем и А. П. Ротаем: *Schizophoria resupinata* Mart., *Productus (Striatifera) magnus* Jan., *Pr. (Echinocochnus) subelegans* Thorn., *Pr. (Thomasina) pseudomar-*

garitaceus Jan., *Pr. (Krotovia) granulosus* Phill., *Strophalosia marginalis* Kon., *Goniophoria angulata* L., *G. monstrosa* Jan., *Goniatites sphaerico-striatus* Bisat, *Sagittoceras acutum* Hind., *S. cf. discus* Roem., *S. brüningianum* Schm., *Pronorites cf. cyclolobus* Phill.

По фауне аммоней Л. С. Либрович относит эти известняки к верхнему визе, но, по мнению А. П. Ротая, комплекс брахиопод является скорее нижненамюрским.

Каменноугольные отложения бассейна р. Лемвы, входящие в состав лемвинского комплекса, К. Г. Войновский-Кригер выделил под названием воргашорской свиты. Они представлены комплексом пород довольно пестрого состава, развитых в бассейне р. Ворга-шор, где она получает наиболее широкое распространение. Это кремнистые, филлито-глинистые и углисто-глинистые сланцы с подчиненными прослоями известняков мощностью в несколько сотен метров. Фауна очень редка: по р. Ворга-шор в этой свите найдены: *Allorisma* sp., *Productus spinulosus* Sow., *Pr. (Plicatifera) plicatilis* Sow., *Pr. (Gigantoproductus?)* sp., *Pr. (Striatifera) striata* Fisch., *Martinia glabra* Mart., *Palaeosmia* sp., которые, по заключению О. Л. Эйнора, характеризуют скорее всего самые верхи визе.

В районе верховьев р. Соби, согласно данным В. Я. Устинова, воргашорская свита расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена темно-серыми и черными филлито-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с подчиненными известняками с *Tuberthina* sp. и *Parathuramina* sp. Мощность до 500 м¹. Эта подсвита сопоставляется В. Я. Устиновым с нижним отделом карбона. Однако в действительности она отвечает, видимо, только среднему визе.

Верхняя подсвита мощностью в несколько сотен метров сложена серыми известняками с *Schubertella* sp., *Profusulinella* sp., *Pseudostafella antiqua* Dutk. Она, видимо, отвечает верхнему визе, намыру и отчасти башкирскому ярусу. В. Я. Устинов относит ее целиком к среднему карбону.

В составе воргашорской свиты отсутствует нижняя часть турне. Последней, по-видимому, отвечает толща кремнисто-глинистых сланцев, выделенная здесь К. Г. Войновским-Кригер в качестве особой паготской свиты, которую он относит к силуру.

А. П. Ротай воргашорскую и паготскую свиты рассматривает как единый комплекс нижнекаменноугольных осадков, связанных между собой постепенным переходом. Воргашорско-паготская каменноугольная толща залегает, по его мнению, трансгрессивно и несогласно на различных горизонтах силура, ордовика и кембрия.

Разрез визе — намыра в области верхнего течения р. Усы представлен сплошными известняками (местами доломитизированными), достигающими мощности, по различным данным, от 500 до 1000 м. Песчано-сланцевая свита C_1^h отсутствует. Известняки визе залегают прямо на турнейских известняках. Непосредственный их контакт наблюдается в обнажении 87 на р. Сарт-ю (Войновский-Кригер, 1956).

Н. Н. Иорданский и Г. А. Чернов (1933в) делят толщу визе — намыра этого района всего на два горизонта:

1. Нижний C_1^a — с многочисленными *Lithostrotion* и *Gigantoproductus*, среди которых определены *Lithostrotion junceum* Flem., *L. rossicum* Stuck., *L. irregulare* Phill., *Productus (Gigantoproductus) giganteus* Mart., *Pr. (Gigantoproductus) striatosulcatus* Schw. и др. 420 м
2. Верхний C_1^b — с *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch., *Cyrtina carbonaria* M'Coу 275 ..

¹ Мощность преувеличена. (А. П. Ротай).

Последующие исследования показали, однако, что эта схема нуждается в уточнении и пересмотре.

Так, на основании фауны из сборов С. А. Голубева верхняя часть указанных известняков в разрезах рек Усы и Лек-Ельца мощностью около 150 м относится А. П. Ротам к намюру. Лучший разрез намюрских известняков находится на р. Усе, у фактории Хановей. Отсюда установлены: *Productus (Linoproductus) corrugatus* M'Coу, *Pr. (Gigantoproductus) edelburgensis* Phill., *Pr. (Plicatifera) plicatilis* Sow., *Spirifer aff. lutugini* Rot., *Meekella* sp. и др.

Что залегают здесь выше, неизвестно, так как промежуток в 190 м мощности выше по разрезу закрыт, а далее обнажаются уже терригенные осадки нижней перми.

Вероятно, к намюру же, но к более высоким его горизонтам относятся брекчиевидные серые известняки, выступающие в нижнем течении р. Лек-Ельца (обнажения 45 и 50), из которых А. П. Ротай определил *Productus (Plicatifera) plicatilis* Sow. и *Spirifer ex gr. bisulcatus* Sow. Мощность этих известняков 150—200 м. Прежними исследователями и С. А. Голубевым они относились к среднему карбону.

Т. Н. Пономарев (1938) для визейско-намюрских известняков Воркутского антиклинала дает мощность 500 м, но, судя по приводимой фауне, здесь вскрывается не весь разрез. Низы визе, а также верхи визе — намюру здесь отсутствуют.

Исследования Г. И. Егорсва (1942 г.) в бассейнах рек Аяч-яха и Сабрей-яха позволяют считать, что в разрезе развитых здесь визейско-намюрских отложений могут быть выделены следующие горизонты (снизу вверх):

- | | |
|--|----------------|
| 1. Известняки и доломиты с <i>Productus (Gigantoproductus) mirus</i> Fred. (верхняя часть обн. 42 по р. Сабрей-яха) | 120 м |
| 2. Известняки с <i>Pr. (Gigantoproductus) maximus</i> M'Coу. (обн. 52 выше доломитов по р. Ворга-шор) | около 300 „ |
| 3. Известняки с <i>Pr. (Gigantoproductus) giganteus</i> Mart., <i>Pr. (Gigantella) giganteiformis</i> Lis., <i>Pr. (Gigantoproductus) striatosulcatus</i> Schw. var. <i>elongata</i> Sar., <i>Pr. (Striatifera) koktscharensis</i> Gröb. (обн. 53, 54 и 56 по Ворга-шор) | Не определена |
| 4. Известняки с <i>Pr. (Striatifera) striatus</i> Fisch., <i>Pr. (Gigantella) krasnopolskii</i> Eip., <i>Pr. (Gigantoproductus) sarytschevi</i> Paeck. (обн. 62 и 63, 68, 69 и 71 по р. Ворга-шор) | Не установлена |

Суммарная мощность всего разреза 1000 м.

Вероятно, разновозрастные с первым и вторым горизонтами известняки и доломиты выступают в обнажениях по рч. Ворга-шор. В них О. Л. Эйноу установил: *Pr. (Gigantoproductus) mitus* Fred., *Pr. (Gigantoproductus) maximus* M'Coу, *Chonetes comoides* Sow., *Ch. papilionacea* Phill.

Горизонт первый соответствует, вероятно, нижнему визе (угольной толще других районов) и отчасти подзоне D₁; второй горизонт — среднему и отчасти верхнему визе (подзоны D₁+D₂); третий — верхнему визе (верхи подзоны D₂+D₃) и, наконец, четвертый — намюру.

В районе верховьев р. Сырь-яха Г. И. Егоров (1942 г.) описывает в основании визе пачку переслаивания тонких прослоев углистого сланца, мергеля и известняка общей мощностью 25 м. В этой пачке встречены *Chonetes magna* Rot. и *Pr. (Chonetipustula) carringtoniana* Dav., свидетельствующие скорее всего о нижневизейском возрасте этой пачки. Возможно, что она соответствует угленосной толще (C₁^h) других районов.

5. Гряда Чернышева, поднятие Чернова, Синькин Нос. В гряде Чернышева визейско-намюрские отложения распространены широко, но

изучены лишь в немногих разрезах. Везде здесь они представлены известняками. Угленосная терригенная толща, видимо, отсутствует. Общая мощность около 200 м (рис. 55).

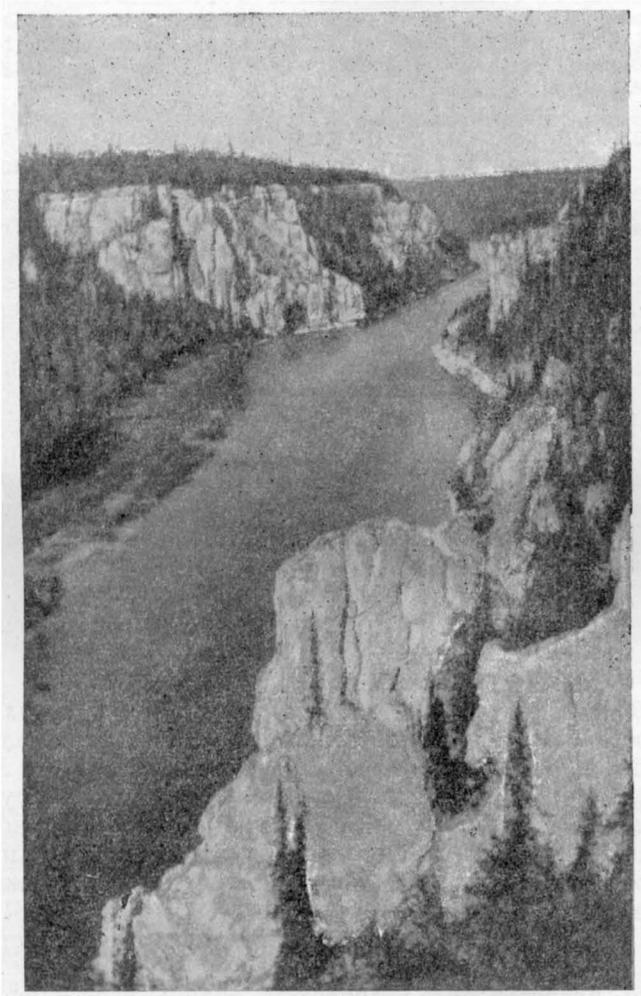


Рис. 55. Нижнекаменноугольные известняки р. Большой Сыни. Фото Г. А. Чернова

Хорошие обнажения визе — намюра имеются по р. Большой Сыне, где они наиболее детально были изучены А. И. Елисеевым (1958). Он дает следующий разрез:

Бобриковский горизонт — кварцевые песчаники и аргиллиты	20—50 м
Тульский горизонт — темно-серые известняки с богатой фауной брахиопод, кораллов и фораминифер. Из них характерны: <i>Endothyra similis</i> Raus. et Reitl., <i>Archaediscus krestovnikovi</i> Raus., <i>Productus (Gigantoproductus) mirus</i> Frcks.	35—40 „
Алексинский горизонт — криноидные известняки с богатой фауной: <i>Archaediscus moelleri</i> var. <i>gigas</i> Raus., <i>Endothyra crassa</i> Brady, <i>Eostafella parastruvei</i> Raus., <i>Konincopora</i> sp. и др.	80—150 „
Михайловский горизонт — брахиоподовые известняки с прослоями аргиллитов и песчаников с <i>Eostafella ikensis</i> Viss., <i>E. proikensis</i> Raus., <i>Endothyra omphalota</i> Raus. et Reitl., <i>Productus (Gigantoproductus)</i> и др.	80—180 „

Венецкий горизонт — известняковые брекчии с *Eostaffella ikensis* var. *tenebrosa* Viss., *Endothyra crassa* Brady var. *sphaerica* Raus. et Reittl., *Archaeodiscus baschkiricus* Priest et Teod. и др.

Тарусский и стешевский горизонты — известняки, известняковые брекчии, доломиты, мергели с мелкими *Archaeodiscus*

80—180 м

Протвинский горизонт — светло-серые известняки с банками *Striatifera striata* (Fisch.) и *Bradyina* ex gr. *cribostromata* Raus. et Reittl., *Endothyra globulus* (Eischw.), *A. baschkiricus* Krect. et Teod., *Ungarella uralica* Masl.

60—120 „

Вышележащий кельтменский горизонт с *Pseudostaffella antiqua* Dutk отнесен к среднему отделу каменноугольной системы.

Севернее визейско-намюрские известняки обнажаются по рекам Заостренной и Шарью, но здесь указываются лишь верхние горизонты визе, представленные светло-серыми известняками с кремнями и фауной *Cyathophyllum multiplex* Keys., *Productus (Striatifera) striatus* Fisch. и др. Нижележащих горизонтов визе на этих реках не установлено, хотя, по-видимому, они здесь есть.

По р. Шарью О. Л. Эйнором установлены определенно намюрские отложения. К ним принадлежат нижние пачки прекрасного разреза, выступающего в 5 км выше Главного каньона этой реки. Это серые мелкозернистые известняки, богатые фораминиферами и брахиоподами: *Archaeodiscus baschkiricus* Krect. et Teod., *A. krestovnikovii* Raus., *Eostaffella parva* Möll., *E. prisca* Raus., *Pr. (Echinoconchus) punctatus* Mart., *Pr. (Productus) concinnus* Schw., *Pr. (Marginifera) scharitimiensis* Jan., *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch., *Pr. (Gigantella) latissimus* Sow., *Spirifer bisulcatus* Sow. и др.

Мощность этих известняков 150—200 м.

Переход от визе к намюру и от намюра к среднему карбону, по данным О. Л. Эйнора, постепенный.

Хорошие выходы описаны О. Л. Эйнором в верховьях левых притоков р. Косью восточнее Шарью-Заостренной синклинали. Он отмечает развитие здесь горизонтов А-I (с *Productus mirus*), А-II, А-III+IV свиты $C_1^{2в}$ (с *Pr. striatus*) и, видимо, намюрского яруса со *Spirifer bisulcatus* Sow. Нижнего визе здесь не установлено, но ему может отвечать пачка кремнистых известняков (около 80 м), представляющая верхнюю часть однообразной толщи, в которой (ниже указанной пачки) обнаружена турнейская фауна.

Общая мощность указанных известняков здесь достигает 400—600 м.

Хорошие разрезы визе-намюрской толщи известняков наблюдались О. Л. Эйнором в северной части гряды Чернышева, в верховьях р. Вой-вож и по рекам Пым-Ва-шор, Из-Руз-шор и некоторым другим.

О. Л. Эйнором (1943 г.) дает такой разрез ее снизу вверх (рис. 56):

1. Известняки, частью доломитизированные, иногда кремнистые, залегающие непосредственно на турнейских известняках

45 м

Соответствуют, видимо, зоне *Seminula* и угленосной толще других районов.

2. Известняки темно-серые, почти черные, местами землистые, хорошо слоистые. Много кораллов (*Lithostrotion*, *Syringopora*, *Dibunophyllum* и др.). Из брахиопод указываются только *Productus (Gigantoproductus) mirus* Fred. var. *kiselensis* Eiw. и *Syringothyris* ex gr. *cuspidatus* Mart.

60 „

Соответствует подзоне D_1 , горизонту A_2 Урала, тульской толще Подмосковья, зоне C_1^e Донбасса и т. д.

3. Известняки серые с массой *Lithostrotion* и *Syringopora*. Встречаются *Productus (Linoproductus) rhenanus* Paesck. (?), *Pr. (Gigantella) semiplanus* Schw., *Pr. (Productus) concinnus* Sow., *Pr. (Gigantoproductus) tschusovensis* Ein.

90 „

Соответствует, видимо, горизонту A_2 уральской схемы.

4. Известняки серые чистые и доломитизированные, толсто- и средне-слоистые с *Chonetes comoides* Sow., *Ch. papilionacea* Phill., *Productus (Linoproductus) rhenanus* Paeck., *Pr. (Avonia) karpinskianus* Jar., *Pr. (Gigantoproductus) giganteus* Mart., *Pr. (Gigantoproductus) giantoides* Paeck., *Pr. (Gigantoproductus) latissimus* Sow., *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch., *Athyris variabilis* и др. 150 м

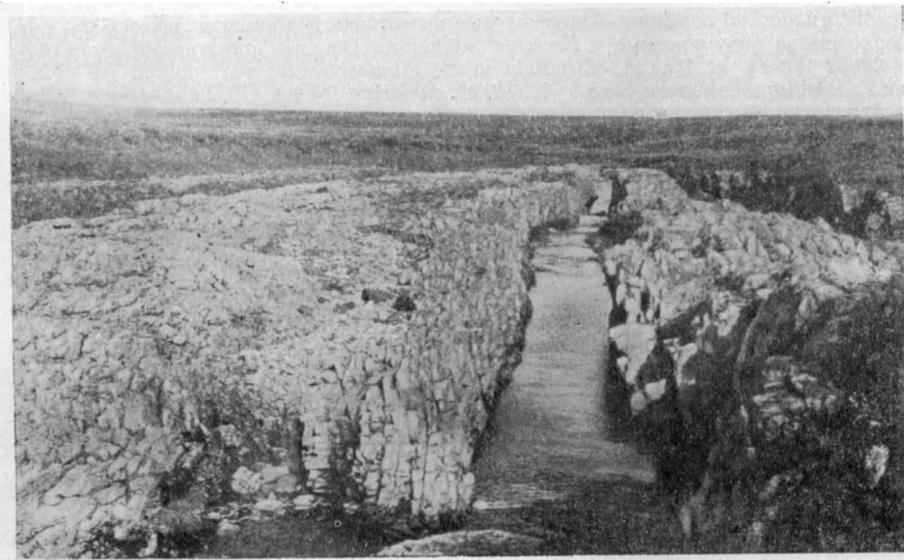


Рис. 56. Известняки нижнего карбона северной части гряды Чернышева.
Фото Г. А. Чернова

Соответствует зоне C_1^f Донбасса, михайловской и веньской свитам Подмосковья, горизонту А—III Урала.

5. Известняки светло-серые массивные с *Chonetes papilionacea* Phill., *Productus (Dictyoclostus) antiquatus* Sow., *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch., *Pr. (Gigantoproductus) giganteiformis* Lis., *Pr. (Gigantoproductus) latissimus* Sow., *Pr. (Gigantoproductus) krasnopolskii* Ein. (в верхах), *Spirifer* ex gr. *bisulcatus* Sow., *Cyrtina* aff. *carbonaria* М'Соу. более 120 „

Соответствует, примерно, горизонтам $C_2^{2B-1+II}$ среднеуральской схемы, точнее — верхней части визе в объеме зоны C_1^g Донбасса.

6. Светло-серые зернистые или сливные известняки с массой *Productus (Striatifera) striatus* Fisch. Встречаются *Pr. (Productus) concinnus* Sow. и *Athyris adpressiora* Ein.

Соответствует самой нижней части намюрского яруса примерно в объеме нижней половины горизонта C_1^{2B-III} среднеуральской схемы.

Видимая мощность около 40 „
Более высокие горизонты разреза здесь не вскрыты. 470 „
Суммарная мощность вскрытой его части

Визейско-намюрские отложения довольно хорошо представлены в поднятии Чернова и на Синькином Носу, где они были изучены Г. А. Черновым, Н. И. Лапиной и М. К. Трошиной.

Весь разрез представлен известняками и отчасти доломитами. Общая его мощность 400 м.

По данным Н. И. Лапиной и М. К. Трошиной (1959), для р. Талаты и Синькина Носа наблюдается следующий разрез визейского яруса. Выделяются четыре горизонта:

Тульский и алексинский горизонты — желто-серые известняки с про- слоями доломитов с *Gigantoproductus tulensis* Bolkh., в низах и обильной фауной в верхах: *Forschia* aff. *mikhailovi* Dain., *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., *Ar.* aff. *grandicus* Schlyk., *Plectogyra wjasmensis* Gan., *Pl. lenociniosa* Schlyk., *Globoendothyra arcuata* Grozd. et Leb., *Eostaffella proikensis* Raus., *Pseudoendothyra laminosa* Gan., *Chonetes siblyi* Paeck., *Productus (Striatifera) spinifera* Paeck., *Pr. (Str.) corae- similis* Sar., *Lithostrotion rossicum* Stuck., *Palaeosmilia gigantea* Stuck., *P. murchisoni* Edw. et Haime.

100—115 м

Михайловский горизонт — желто-серые известняки и доломиты часто квернозные и битуминозные с *Forschia mikhailovi* Dain., *Samarina* aff. *operculata* Raus. et Reittl., *Lituotubella* cf. *glomospiroides* var. *magna* Raus., *Plectigyra* aff. *cara* Schlyk., *Pl. cf. camarina* Raus., *Pl. onopha- lota* Raus. et Reite., *Endothyranopsis crassus* var. *intermedia* Raus., *Lithostrotion rossicum* Stuck., *Lonsdaleia longiseptata* Gorsky., *Palaeosmilia murchisoni* Edw. et Heime, *Chonetes zimmermani* Paeck., *Daviesiella comoides* Sow., *Productus (Striatifera) striatus* Fisch. и др.

80 „

Веневский горизонт — серые и темно-серые битуминозные известняки с просяными кремневых конкреций с *Endothyranopsis convexus* Raus., *Plectogyra espicata* Gan., *Eostaffella ikensis* Viss., *Productus (Striatifera) striatus* Fisch., *Pr. (Gigantoproductus) moderatus* Schw.

40 „

Серпуховский подъярус — серые и светло-серые известняки и доло- миты с *Globoendothyra* ex gr. *globulus* Eichw., *Productus (Striatifera) striatus* Fisch., *Pr. (Gigantoproductus) ex gr. latissimus* Sow. и др.

70 „

Общая мощность разреза 400 м.

6. Пай-Хой. Визейско-намюрские отложения представлены на юго- западном и северо-восточном склонах полуострова различно и поэтому их удобнее рассмотреть отдельно.

На юго-западном склоне Пай-Хоя визейско-намюрские отложения представлены исключительно карбонатными осадками, они протяги- ваются широкой полосой от побережья Печорского моря на юго-вос- ток. Угленосная терригенная толща, слагающая в других районах нижнюю часть визе, здесь не установлена. Видимо, она отсутствует и замещена известняками. Весь разрез визе — намюра представлен из- вестняками с подчиненными доломитами.

Наиболее полный разрез дается А. К. Крыловой (1940) для северо- западного участка, примыкающего к Печорскому морю.

Визейско-намюрская толща представлена здесь серыми массивно- слоистыми известняками и доломитами с линзами песчанистых изве- стняков (в верхней части). Встречаются брекчиевидные и белые рифо- вые известняки с конкрециями черного кремня. Плиты брекчиевидного известняка с мелкими окатанными галечками (размыв!) располагаются в верхах разреза. В известняках встречается много кораллов и бра- хиопод. Базальные слои визе залегают согласно и без всяких следов перерыва на темных верхнетурнейских известняках с кремнями.

Общая мощность определяется в 800 м.

Стратиграфически толща изучена плохо, но по уже найденной в ней фауне она ясно делится на две части.

Нижняя часть содержит *Chonetes papilionaceae* Phill., *Pro- ductus (Gigantoproductus) mirus* Fred., *Pr. (Gigantoproductus) aff. maximus* M'Coу, *Pr. (Linoproductus) aff. corrugatohemisphaericus* Van Gh., а также большое количество *Lithostrotion* и *Syringopora*.

Перечисленные формы свидетельствуют скорее о средневизейском возрасте (подзона D₁) рассматриваемой части разреза, однако непо- средственное ее налегание без признаков перерыва на верхнетурней- ские слои заставляет считать, что она соответствует не только сред- нему, но и нижнему визе. Вполне вероятно, что нижние слои этой толщи не содержат представителей средневизейского комплекса фауны.

Мощность несколько десятков метров(?).

Верхняя часть содержит довольно много *Productus* (*Gigantoproductus*) *striatosulcatus* Schw., *Pr.* (*Gigantoproductus*) *latissimus* Sow., *Pr.* (*Striatifera*) *striatus* Fisch., *Cyrtina septosa* Phill., *Athyris expansa* Phill., *Ath. variabilis* Möll., *Dibunophillum* и др.

Стратиграфически это, несомненно, верхнее визе, соответствующее зоне C_1^f и, возможно, C_1^b Донбасса (подзоны D_2 и D_3 (?) Англо-Бельгийского бассейна).

Мощность не определена.

Для самых верхних горизонтов разреза характерно большое количество *Productus* (*Striatifera*) *striatus* Fisch. и *Palaeosmilia tenuiseptata* (при полном почти отсутствии гигантелл), а также наличие брекчиевидных известняков с мелкими окатанными галечками (размыв!). Видимо, они относятся к верхам визе и нижней части намюра, хотя А. К. Крылова и считает, что они здесь отсутствуют, объясняя это последующим размывом.

На описанных визейско-намюрских известняках залегает (вероятно, с размывом) небольшая (около 50 м) пачка среднекаменноугольных известняков, за которой следуют выше известняки верхнего карбона или непосредственно пермские песчаники и сланцы.

Аналогичная толща визейско-намюрских известняков развита и в южных районах Пай-Хоя, но там, вероятно, имеются и более высокие горизонты намюра. Известняки с *Productus* (*Striatifera*) *striatus* Mart., *Pr.* (*Gigantoproductus*) *latissimus* Sow., *Pr.* (*Plicatifera*) *plicatilis* Sow. и *Spirifer bisulcatus* Sow., относящиеся, по мнению А. П. Ротая, к намюру, установлены В. В. Копериной (1936) по рекам Хы-яха и Юрь-яха.

Визейско-намюрские известняки довольно широко распространены в обнажениях по рекам Силовой и Каре. Они были изучены здесь С. Н. Волковым (1938, 1944), Б. Я. Осадчевым (1951б), В. И. Устрицким (1956б), Н. В. Шмелевым (1941 г.) и О. Л. Эйнором (1941 г.), однако полный разрез их здесь не установлен.

Мощность известняков, обнажающихся по р. Силовой, достигает более 400 м.

К основанию визе относятся серые и темно-серые плитчатые известняки с *Chonetes magna* Rot. *Productus* (*Plicatifera*) *sublaevia* Kop. и др. (определения А. П. Ротая). Мощности несколько десятков метров.

Для вышележащей толщи визейско-намюрских известняков А. П. Ротай на основании фауны брахиопод, изученной им из коллекции Н. В. Шмелева, установил следующую последовательность горизонтов для юго-западного склона Пай-Хоя в разрезе по р. Силовой (снизу вверх):

1. Известняки светло-серые толстослонистые с *Productus* (*Gigantoproductus*) *maximus* M'Coу и *Chonetes comoides* Sow. Встречаются также *Productus* (*Gigantoproductus*) *formosus* Ein., *Pr.* (*Gigantoproductus*) *inflatum* *umbonatus* Saг., *Pr.* (*Striatifera*) *tenuireticulatus* sp. nov. (Rotai). Подстилающие слои не установлены

350 м

Возраст — средняя часть визе, соответствующая подзоне D_1 Англо-Бельгийского бассейна, тульскому горизонту Подмосковья, зоне C_1^c Донбасса и т. д.

2. Известняки серые массивные с прослоями доломитизированного известняка. Масса *Cyrtina carbonaria* M'Coу. Встречаются также *Productus* (*Striatifera*) *tenuireticulatus* sp. nov. (Rotai), *Pr.* (*Gigantoproductus*) cf. *giganteus* Mart., *Chonetes papilionacea* Phill., *Lithostrotion* (гигантские формы) *Palaeosmilia* и др.

40 „

Обнаженная мощность

Возраст — верхнее визе. Соответствует зоне C_1^f Донбасса и их стратиграфическим аналогам.

29*

3. Желтобато-серые доломиты с *Productus (Striatifera) striatus* Fisch., *Pr. (Striatifera) magna* (?) Jan., *Pr. (Gigantoproductus) latissimus* Sow., *Pr. (Gigantoproductus)* sp. nov. (Rotai), *Pr. (Echinoconchus) elegans* M'Coу, *Pr. (Thomasina) cf. margaritaceus* Phill., *Chonetes papilionacea* Phill., *Athyris expansa* Phill.

Мощность видимая

30 м.

Выше разрез не обнажен.

Возраст — верхнее визе. Соответствует, вероятно, подзоне D₃ и ее аналогам.

Более высокие (по заключению А. П. Ротая) слои нижнего карбона были обнаружены Н. В. Шмелевым в верхнем течении р. Большой Хальмер-шор (левый приток р. Кары). Здесь из известняков А. П. Ротай определил: *Schizophoria gigantea* Dem., *Productus plicatilis* Sow., *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch.(?), *Spirifer trigonalis* Mart., *Sp. bisulcatus* Sow. и др.

Мощность ориентировочно около 100 м. Возраст — нижний намюр. Покрывающие и подстилающие слои не установлены.

Кроме того, из известняков верхнего визе юго-западного склона Пай-Хоя В. И. Устрицкий (1956а) приводит следующую фауну: *Schizophoria resupinata* Mart., *Productus (Plicatifera) mesolobus* Phill., *Pr. (Krotovia) pustulosus* Keys., *Pr. (Thomasella) pseudomargaritaceus* Sar., *Pr. (Buxtonia) cf. scabriculus* Mart., *Pr. (Echinoconchus) punctatus* Mart., *Pr. (Linoproductus) undatus* Deir., *Pr. (Gigantoproductus) latissimus* Sow., *Goniatites uralensis* Libr., *Gon. cf. schaelkense* Brun., *Monotaxis exilis* Viss., *M. globa* Moell., *Endothyra similis* Raus. et Reitl. и др.

Мощность верхневизейских известняков, по данным В. И. Устрицкого, на юго-западном склоне Пай-Хоя достигает нескольких сотен метров.

На северо-восточном склоне Пай-Хоя визейско-намюрские отложения известны на довольно широкой площади в бассейнах низовьев рек Кары и Силовой и на участках рек Хамбон-яха и Талаты.

По данным С. Н. Волкова (1938, 1944), А. К. Крыловой (1940) и Б. Я. Осадчева (1951б), здесь визейский ярус представлен кремнисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с известняками. Эта толща терригенных и карбонатных пород делится здесь на два горизонта: нижне- и среднеvizейские слои.

Нижневизейские слои сложены темными кремнистыми и кремнисто-глинистыми плитчатыми сланцами с прослоями глинистых известняков с *Pericyclus* aff. *nikitini* Libr., *P. cf. tianschanicus* Libr., *Muensteroceras sphaeroidale* M'Coу и др. (определения Л. С. Либровича). Залагают согласно на верхнетурнейских кремнисто-глинистых сланцах с *Caninia cylindrica* Scoul.

Мощность увеличивается с севера на юг. По правобережью р. Кары она определяется в 150 м, в районе р. Силовой в 200—250 м, еще южнее в 400—500 м.

Верхне- и среднеvizейские слои представлены серыми известняками с многочисленными конкрециями черного кремня. Подчиненную роль играют брекчиевидные известняки и кремнистые сланцы. Фауна: *Ozawainella struvei* Möell., *Palaeosmia* ex gr. *murchisoni* E. et H., *Dibunophyllum* sp., *Chonetes papilionacea* Phill., *Schizophoria resupinata* Mart., *Productus (Gigantoproductus)* sp., *Pr. pustulosus* Phill., *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch., *Athyris* cf. *expansa* Phill. и др.

Мощность верхнего и среднего визе определяется в 300 и более метров. Не исключено, что верхние горизонты этой известняковой толщи относятся уже к намюру.

В районе низовьев р. Кары намюрские отложения выделены В. И. Устрицким (Иванова и др., 1957). К низам намюра этим исследователем отнесены серые известняки с *Eostaffella* ex gr. *protvae* Raus., *Endothyra* ex gr. *globulus* Moell., *Archaeodiscus* ex gr. *moelleri* Raus., *Parastaffella* ex gr. *struvei* Moell., *Calcifolium okense* Schweitz. et Bir., *Productus (Gigantoproductus)* ex gr. *edelburgensis* Phill. и др.

Верхние горизонты намюра, по данным того же исследователя, сложены известняками со стяжениями кремней с *Endothyra* ex gr. *crassa* Brady, *Productus (Avonia) multituberculata* Sar., *Pr. (Plicatifera) plicatilis* Sow., *Pr. (Thomasella)* cf. *pseudomargaritaceus* Jan., *Spirifer* cf. *triangularis* Mart. и др. Мощность несколько десятков метров.

Средний и верхний отделы

В пределах Печорского угленосного бассейна, Печорского Урала и Пай-Хоя средний карбон не отделен еще четко от верхнего ни палеонтологически, ни литологически. Не намечены еще и сколько-нибудь постоянные опорные горизонты, что весьма затрудняет корреляцию слоев даже на небольших расстояниях. Все это делает более удобным совместное рассмотрение среднего и верхнего карбона.

Средний карбон обычно отсутствует или развит не полностью. С достоверностью установлен лишь в немногих пунктах в бассейне Верхней и Средней Печоры; по рекам Кожиму и Косью в южной части гряды Чернышева; на Пай-Хое.

Между отложениями среднего и нижнего карбона имеется перерыв (вероятно, повсеместно) различной в разных местах длительности. Нижняя граница среднего карбона является, таким образом, границей размыва, и в разных местах он начинается разными горизонтами и ложится на различные горизонты нижнего карбона. Несмотря на это, литологически эта граница не всегда ясна, так как проходит в толще однообразных, часто брекчиевидных известняков нижнего и среднего карбона.

Средний карбон повсюду представлен известняками, среди которых занимают большое место и являются характерными брекчиевидные известняки (особенно в нижней части разреза — башкирский ярус). Исключение составляет северо-восточный склон Пай-Хоя в бассейне р. Кары, где верхняя часть представленного там разреза среднего карбона (московский ярус) сложена глинистыми сланцами с прослоями известняков.

Мощность среднего карбона во всем регионе небольшая, всего 40—150 м.

В большинстве случаев разрез на всей рассматриваемой территории начинается слоями, относящимися к московскому ярусу, реже к верхам башкирского яруса. Таким образом, подобно Русской платформе, башкирский ярус здесь, как правило, отсутствует если не целиком, то в значительной своей части.

Большинство исследователей толщи брекчиевидных известняков почти во всех случаях относили к среднему карбону, а в действительности оказалось, что они в большинстве случаев относятся к намюру и именно для него и являются наиболее характерными (Ротай, 1947а).

Имеются, однако, и иные стратиграфические соотношения. В районе г. Воркуты, на р. Кожиме, на Средней Печоре и в некоторых других местах на слоях со *Striatifera* (верхи виле — нижний намюр) залегает нижняя часть башкирского яруса, а выше, опять с перерывом,

вом, — известняки сакмарского яруса. Наиболее обычным является последний случай, т. е. налегание сакмарских известняков прямо на нижнебашкирские или на нижнекаменноугольные известняки.

Верхний карбон имеет весьма ограниченное распространение. В подавляющем большинстве случаев под этим названием описывалась верхняя часть известняковой толщи, которая в действительности принадлежит сакмарскому ярусу, т. е. нижней перми. Верхний карбон развит лишь местами на юге, в бассейне рек Верхней Печоры и Илыча, а также в бассейне р. Косью, в гряде Чернышева и на Пай-Хое. В этих районах он представлен известняками, однако в большинстве случаев их верхнекаменноугольный возраст палеонтологически окончательно не доказан, и присутствие верхнего карбона можно только предполагать.

Верхняя граница карбона точно не определена и является условной.

Перейдем к последовательному рассмотрению некоторых характерных разрезов.

1. Бассейн р. Верхней Печоры. В бассейнах Верхней Печоры и Илыча средне- и верхнекаменноугольные отложения представлены довольно хорошо и в некоторых местах легко отделяются друг от друга. Сводный разрез этого района таков:

Средний карбон. 1. Брекчиевидные светло-серые известняки, местами замещающиеся нормальными известняками со *Pseudostaffella sphaeroidea* (Möell.). Залегают непосредственно на известняках с *Productus (Striatifera) striatus* Fisch.

100—200 м

2. Серые кораллово-фораминиферовые известняки, с многочисленными конкрециями кремня. Много *Parastaffella* ex gr. *bradyi* Möell., *Fusulina cylindrica* Fisch., *Profusulinella* cf. *praecursor* Depr., *Chaetetes radians* Fisch., *Petalaxis uchtensis* Stuck, *Campophyllum nikitini* Stuck., *Spirifer (Choristites)* ex gr. *mosquensis* Fisch.

50—100 „

Верхний карбон. 3. Массивные светло-серые рифовые известняки с *Palaeoaplisina laminaeformis* Krot. Мощность несколько десятков метров.

4. Светло-серые известняки с черными кремнями. Мощность несколько десятков метров.

Средний карбон по всему району Верхней Печоры — Илыча представлен двумя горизонтами по типу приведенного разреза. Выделяемые некоторыми исследователями в верхнем карбоне три-четыре толщи, слагающие верхний карбон, скорее представляют не стратиграфические горизонты, а различные фациальные комплексы. Однако рифовая фация с *Palaeoaplisina*, видимо, всегда залегают в его основании.

2. Бассейн Средней Печоры. По данным Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935), средне- и верхнекаменноугольные известняки широко развиты также в бассейне Средней Печоры (реки Вуктыл, Подчерем, Щугор). Имеющиеся данные позволяют предполагать, что здесь местами развиты известняки московского яруса и очень широко известняки сакмарского и артинского (со *Spirifirella*) ярусов. Последние часто залегают прямо на виле или намюре.

По мнению К. Г. Войновского-Кригер S_2 и S_3 в районе Вуктыльского антиклинала и западнее вообще отсутствуют, а соответствующие известняки относятся им к нижней перми.

Вероятно, значительная часть известняков, относившихся Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935) к S_2 , на самом деле относится к намюру. Об этом свидетельствует, например, разрез, приводимый ими для «нижних ворот» р. Щугора. Горизонты 1, 2 и 3 разреза (брекчиевидные известняки и доломиты), составляющие около половины мощности всего разреза их «среднего карбона», судя по списку фораминифер, почти несомненно относятся к намюру.

3. **Бассейн р. Косью.** Средний карбон нигде в районе фаунистически не доказан. Ранее сюда относилась (А. А. Чернов и др.) вся толща брекчиевидных известняков, которая А. П. Ротаем (1947) отнесена к намюру. Самые верхи этих брекчиевидных известняков с *Parastaffella bradyi* (Möell.), *Pseudostaffella* aff. *antiqua* (Dutk.), *Profusulinella* cf. *pararhomboides* Raus. et Bel. могут относиться уже к нижней части среднего карбона.

На р. Кожиме А. П. Ротай относит условно к среднему карбону (московский ярус) 100-метровую толщу известняков, залегающих, видимо, с перерывом на намюрских и башкирских брекчиях. Возможно, однако, что это уже верхний карбон. Эта толща представлена светло-серыми массивными полусливными глыбовыми известняками, без видимой фауны, среди которых встречаются участки брекчиевидных известняков. В основании ее залегает слой известняка с массой *Martinia* aff. *sokolovi* Tschern. Верхняя граница C_2 — C_3 проведена условно в основании слоев с черными и желтовато-серыми кремнями.

В разрезах рек Инты, Косью и Вангыра к среднему карбону могут быть отнесены условно низы известняков, покрывающих брекчии и, видимо, небольшая верхняя часть самих брекчий. Вероятно, последние относятся к низам C_2 и отделены от вышележащих слоев (верхи C_2) перерывом. Мощность этой условно среднекаменноугольной толщи 20—50 м.

Выше во всех разрезах залегает однообразная мощная толща светло-серых и белых сливных, отчасти раскристаллизованных известняков, принадлежащих уже сакмарскому ярусу. Вместе с подстилающим их горизонтом известняков (C_2 — C_3 ?) они залегают с перерывом прямо на намюрских и нижнебашкирских брекчиевидных известняках.

4. **Бассейн р. Усы.** Средний карбон, а также гжелльский ярус верхнего карбона в этом районе не установлены. Сохранившиеся здесь местами от размыва известняки сакмарского яруса залегают непосредственно на нижнекаменноугольных известняках со стриатиферами.

5. **Гряда Чернышева, поднятие Чернова, Синькин Нос, о-ва Долгий, Голец, Зеленец.** В гряде Чернышева средний и верхний карбон выделен Е. В. Воиновой (1936) и А. И. Елисеевым (1958) по р. Большой Сыне; О. Л. Эйнором (в 1944 г.) по рекам Заостренной и Шарью (рис. 57).

А. И. Елисеев для южной части гряды Чернышева дает следующий разрез среднего и верхнего карбона.

Башкирский ярус. Нижнебашкирский подъярус¹ сложен известковыми гравелитами, известковыми песчаниками и оолитовыми и водорослевыми известняками. Северокельтменский горизонт (15 м) выделяется по частому нахождению *Pseudostaffella antiqua* Dutk., прикамский горизонт (15 м) — с несколькими видами *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. compressa* Raus., *Pseudostaffella* cf. *praegorsky* Raus., *Profusulinella staffellaformis* Kir.

Верхнебашкирский подъярус сложен в основном известняками с включением кремней. Характерно появление *Ozawainella*, *Pseudostaffella gorskyi* Dutk.

Московский ярус сложен водорослевыми и мшанковыми известняками с желваками и линзами кремня.

Верейский горизонт (25 м) выделен по появлению частых *Pseudostaffella gorskyi* Dutk., *Ps. paracompressa* Saf., *Schubertella obscura* Lee et Chen var. *mosquensis* Raus.

¹ Согласно унифицированной схеме 1958 г., для башкирского яруса подошвой служит краснополянский горизонт.

Каширский горизонт (25 м) характеризуется большим количеством псевдоштаффелл, шубертелл *Ozawainella mosquensis* Raus., *O. rhomboidalis* Putrja, *Profusulinella prisca* Dergrat., *Pr. cf. mutabilis* Saf.

Подольский и мячковский горизонты нерасчлененные (30—60 м) характеризуются *Wedekindellina uralica* Dutk., *Schubertella obscura* Lee et Chen var. *compressa* Raus., *Fusulinella cf. pulchra* Raus. et Bel., *Spirifer (Choristites) mosquensis* Fisch. Для верхнего карбона здесь выделяются касимовский и гжельский ярусы.

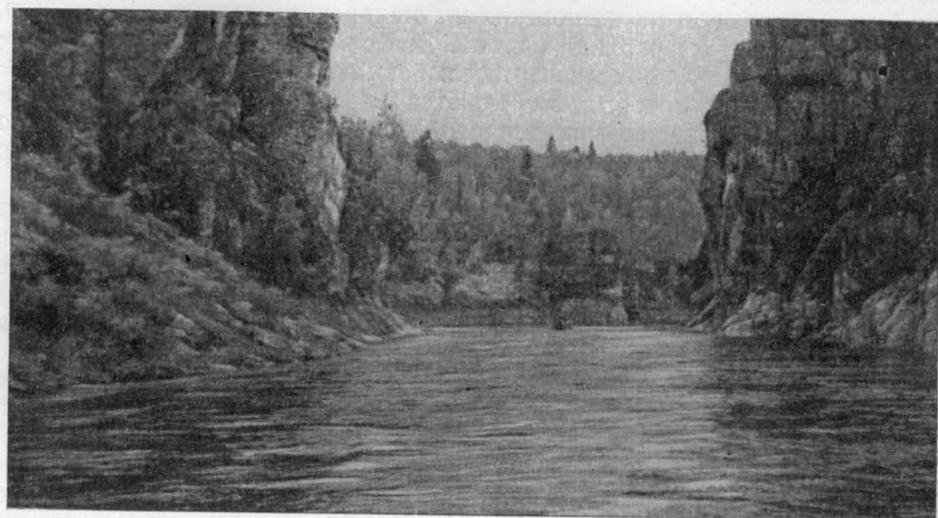


Рис. 57. Среднекаменноугольные известняки р. Шарью. Фото Г. А. Чернова

Касимовский ярус представлен желтовато-серыми детритусовыми известняками с включением кремней с *Protriticites* sp., *Triticites* ex gr. *montiparus* Ehrh., *T. petschoricus* Raus., *T. ex gr. arcticus* Raus. Мощность 50 м.

Гжельский ярус сложен известняками со швагеринами *Triticites* cf. *stuckenbergi* Raus., *T. schwageriniformis* var. *schwageriniformis* Raus., *Schwagerina* sp., *Productus (Buxtonia) gjeliensis* Ivan., *Pr. (Echinoconchus) fasciatus* (Kut).

Граница с пермью проводится по смене светло-серых чистых известняков пестроокрашенными известняками со *Spiriferella saranae* Verp. var. *arctica* Hang., *Spirifer fasciger* Keys., *Productus (Linoproductus) cancrini* Verp., *Polypora cyclopora* Eichw., *Fenestella ornata* Sch-Nest. и другими формами нижнепермского возраста.

Достаточно полный разрез обнажается на р. Шарью. О. Л. Эйно́р дает для него такое обобщенное описание (снизу вверх):

Средний карбон. 1. Известняк плотный серый с черными и коричневыми кремнями. В верхнем слое — *Productus (Linoproductus) corrugatus* M'Coу и *Spirifer (Choristites) aff. uralicus* Leb. 50 м

Залегаёт на визейско-намюрских известняках с *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch.

2. Коричневатые известняки с *Pseudostaffella confusa* (Lee et Chen), *Pseudostaffella quadrata* (Dergr.), *Ozawainella angulata* (Col.), *Profusulinella* ex gr. *prisca* Dergr., *Spirifer (Choristites)* sp. 25 "

3. Известняки среднеслоистые с конкрециями черного и коричневого кремня 67 "

4. Известняки очень плотные кремнистые, местами с линзами и неправильными стяжениями черного и коричневого кремня. В верхнем слое *Produc-*

tus (Marginifera) orientalis Fred, *Pr. aff. mammatus* Keys., *Pr. (Dictyoclostus) cf. grünewaldti* Krit., *Spirifer poststriatus* Nik., *Sp. (Choristites) mosquensis* Fisch.

5. Известняки плотные среднеслоистые со *Spirifer cf. gjeliensis* Step., *Caninophyllum* sp. и *Pugnax* sp. 41 м
6. Известняки светлые до белых плотные слоистые со стяжениями кремня ветвистой формы. Фауна: *Gshelia* (?) sp., *Caninophyllum* sp., *Productus (Krototia?) praepernicus* Tschern., *Spirifer poststriatus* Nik. и др. 82 „
- Этот горизонт О. Л. Эйноу сопоставляет с псевдошвагериновым горизонтом.
7. Известняки беловатые полусливные, местами мергелистые. По О. Л. Эйноу артинского возраста 100 „
- Выше залегает терригенная толща нижней перми.

О. Л. Эйноу считает, что средний карбон представлен в приведенном разрезе полностью, что пачка 1 отвечает башкирскому ярусу, пачки 2 и 3 — каширскому и подольскому горизонтам, пачка 4 — мячковскому горизонту московского яруса.

Общая мощность верхнего и среднего карбона гряды Чернышева достигает примерно 250 м. Разрез его подобен разрезу по р. Кожиму.

Достоверные выходы палеонтологически охарактеризованных отложений среднего и верхнего карбона в пределах поднятия Чернова, Синькина Носа и островов Долгого, Голец и Зеленец пока неизвестны.

6. **Пай-Хой.** Средний карбон установлен А. К. Крыловой на юго-западном склоне Пай-Хоя в районе морского побережья (Югорский Шар, от р. Талаты до моря). Он представлен здесь темно-серыми известняками с *Profusulinella praecursor* Der., *Bradyina magna* Roth. et Skp., *Cribrostomum textulariaeformis* Möell., *Hemigordius ovatus* Mich., *Endothyra crassa* Möell., *E. parva* Möell., *Archaediscus baschkiricus* Theod. et Krest., *Spirifer fasciger* Keys., *Eoasianites cf. welleri* Smith.

Мощность этих известняков равна 50 м. Они залегают на визейских известняках, содержащих прослойки конгломератовидных (брекчиевидных (?)) известняков. Отмечается выпадение из разреза верхов визейского, всего намюрского ярусов и самых низов среднего карбона.

Выше согласно (?) залегают светло-серые рифовые известняки, отнесенные прежними исследователями к верхнему карбону. Их мощность 200 м. Эти известняки выступают на мысе Чайка и в обнажениях под высотой «Туманной» на побережье Печорского моря, а также на р. Бельковской. В них заключена богатая фауна: *Ozawainella angulata* Col., *Hemidiscus*, *Fusulinella pulchra* Ra. us., *Cribrostomum bradyi* Möell., *Ascopora mixta* Nik., *Polypora pseudoborealis* Nik., *P. martis* Fisch., *Productus (Dictyoclostus) moelleri* Stuck., *Pr. (Buxtonia) porrectus* Kut., *Spirifer fasciger* Keys., *Sp. panduriformis* Kut., *Spiriferella saranae* Vern. и много других форм (определения А. И. Никифоровой и Г. Н. Фредерикса).

Приведенный комплекс фауны принадлежит, вероятно, сакмарскому ярусу, хотя в нем есть формы, свойственные как более низким, так и более высоким горизонтам.

Выше залегает толща черных глинистых сланцев и песчаников, относящихся к нижней перми. По мнению А. К. Крыловой (1940), она залегает на размытой поверхности более древних пород и поэтому ее подстилают то указанные сакмарские известняки, то более низкие горизонты вплоть до визе.

Вопрос о развитии среднего и верхнего карбона к югу от Югорского пролива остается открытым. А. А. Чернов (1936а), Е. А. Шебарова (1936) и В. В. Коперина (1933) считают, что они там (в бассейне р. Коротаихи) отсутствуют. Вместе с тем в списке фауны, определенной

М. Э. Янишевским и Т. Г. Сарычевой и отнесенной Б. А. Шебаровой к нижнему карбону, имеются такие виды, как *Productus (Horridonia) cf. timanicus* Stuck., *Spirifer cf. fasciger* Keus и др., которые не свойственны нижнему карбону, а являются верхнекаменноугольными или нижнепермскими. Е. А. Шебарова отмечает, что они найдены вблизи контакта нижнекаменноугольных известняков с терригенными отложениями нижней перми, но никаких выводов о возможности более молодого возраста этих слоев не делает.

По р. Силове Н. В. Шмелев (1941 г.) предположительно относит к среднему карбону пачку темно-серых известняков мощностью около 60 м. Залегают они на визейско-намюрских известняках и покрываются трехметровым слоем плотного синевато-серого пиритизированного известняка, который залегают в основании терригенной толщи нижней перми и соответствует, вероятно, «мергелистому горизонту» Воркутского и других районов. Среднекаменноугольный возраст указанной пачки, однако, сомнителен. Скорее это нижний карбон.

По данным В. И. Устрицкого (1956), на юго-западном склоне Пай-Хоя по рекам Хей-яха и Янгарей к башкирскому ярусу относятся серые и темно-серые известняки с *Eostaffella lata* Grosd., *Parastaffella aff. struvei* var. *imbricata* Raus., *Ps. antiqua* Dutk., *Ps. antiqua* var. *grandus* Schlyk., *Ozawainella* ex gr. *mosquensis* Raus., *Profusulinella* sp., *Archaeodiscus* ex gr. *gregorii* Dain., *Ar. baschkiricus* Krest. et Theod. и др. Мощность несколько десятков метров.

На северо-восточном склоне Пай-Хоя, по данным того же исследователя, к башкирскому ярусу принадлежат известняки с *Profusulinella* sp., *Pseudostaffella cf. confusa* Lee, *Parastaffella bradyi* Möell., *P. ex gr. dagmara* Dutk., *Eostaffella* ex gr. *pseudostreuvei* Raus., *Archaeodiscus baschkiricus* Krest et Theod., *Ar. ex gr. parvus* Raus., *Productus (Gigantoproductus) sp.*, *Pr. (Linoproductus) aff. corrugatus* M'Coу, *Spirifer aff. triangularis* Mart., *Spirifer cf. bisulcatus* Sow., *Dielasma cf. sacculus* Mart. и др. Здесь на нем залегают отложения нижнего отдела пермской системы.

На Северо-Восточном Пай-Хое отложения московского яруса в коренном залегании пока не встречены, они известны лишь в гальке базальных конгломератов, залегающих в основании пермской терригенной толщи. Это известняки с *Fusulinella pulchra* Raus. и брекчии с формами, характерными для московского яруса.

На северо-восточном склоне Пай-Хоя выходы среднего и верхнего карбона известны только к югу от Карской губы. Развитые здесь верхнепалеозойские осадки выделены А. В. Хабаковым, Н. П. Вербицкой и Н. Д. Худобиной (Хабаков, 1945а) под названием «карской серии». Это однообразная толща песчаников и сланцев. В ее составе выделены две свиты, из которых нижняя (400—600 м) соответствует среднему и верхнему карбону и низам нижней перми, а верхняя (400—500 м) — нижней перми.

В составе нижней свиты преобладают морские осадки. Она сложена темными глинистыми, кремнисто-глинистыми и песчанистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками. В нижних 40—100 м свиты им подчинены известняки и известняковые конгломераты. В средней части развиты своеобразные глинисто-сланцевые брекчии. В сланцах имеется примесь туфогенного материала.

В известняках, приуроченных к нижним горизонтам этой свиты, встречаются: *Orobias bradyi* Möell., *Pseudostaffella sphaeroidea* (Möell.), *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *Palaeotextularia eximia* Eichw., *Archaeodiscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod. (Хабаков, 1945а).

Приведенный комплекс характерен для среднего карбона. Однако, имея в виду, что аналогичный «среднекаменноугольный» комплекс фораминифер встречен в Воркуте и на Новой Земле в несомненно более высоких горизонтах (верхи карбона — низы перми), среднекаменноугольный возраст нижней части «карской серии» нельзя считать доказанным.

Полезные ископаемые

Полезные ископаемые, связанные с каменноугольными отложениями Печорского бассейна и прилегающего Урала, еще мало изучены. Важнейшим из них является уголь.

Промышленная угленосность установлена по правобережью р. Средней Печоры в бассейне рек Вуктыла, Подчерема и Щугора, но несомненно, что она имеет место на более обширной площади юго-восточной части Печорского бассейна. Есть основание считать, что она развита и со временем будет установлена значительно северо-восточнее, южнее и восточнее известных в настоящее время площадей Вуктыльского антиклинала.

Есть основание рассчитывать на наличие в каменноугольных осадках (нижнее и среднее визе) промышленной нефти и газа. Наличие нефти установлено в песчаниках C_1^h Воя-Сопляского района. Обнаружены также довольно многочисленные примазки нефтяных битумов и асфальта в каменноугольных известняках как на юге (Средняя Печора), так и на севере Печорского бассейна.

Проблема нефти и газов этой обширной территории еще не изучена. Более перспективными в этом отношении являются западные и северные районы Печорского бассейна, со спокойной уже тектоникой, тяготеющие к Тиману и Пай-Хою.

Местами могут иметь практическое значение в качестве железорудных некоторые горизонты глинистых сланцев из терригенной толщи нижнего визе (C_1^h), богато насыщенные сидеритовыми конкрециями (р. Кожим), но вопрос этот еще недостаточно изучен.

Неисчерпаемы запасы каменноугольных известняков.

В качестве ближайших задач по изучению каменноугольных отложений Печорского бассейна отметим следующие.

1. Детальное расчленение и корреляция разрезов на всей площади бассейна, в первую очередь в угленосных и нефтеносных его районах.
2. Выяснение истории развития Печорского бассейна в каменноугольное время.
3. Выявление площади распространения, состава и фациальных изменений угленосной толщи.
4. Изучение условий залегания (границы) визейских известняков на турнейских известняках в районах, где не развита терригенная толща нижнего визе. Отсутствует ли в этих случаях нижнее визе или оно замещено известняками?
5. Выявление соотношений между отделами каменноугольной системы: нижним, с одной стороны, средним и верхним — с другой, а также между верхним карбоном и нижним отделом пермской системы.

Заключение

1. Каменноугольные отложения представлены на всей площади Печорского бассейна и прилегающего Урала обычно карбонатными породами (известняки и отчасти доломиты).

Исключением являются юго-восточная часть бассейна, где нижнее визе представлено терригенной толщей, и северо-восточный склон Пай-

Хоя, где терригенные породы получают широкое развитие как в нижнем, так и в среднем и верхнем отделах системы.

2. Нижневизейская терригенная толща синхронична угленосной толще западного склона Среднего и Северного Урала (Кизел, Губаха и др.) и Русской платформы. Она развита от Верхней Печоры на юге (примерно) до Полярного круга на севере.

В южной части указанной полосы это в основном континентальные угленосные отложения, сложенные песчаниками и глинистыми сланцами с подчиненными им углями. К северу угли и песчаники постепенно выклиниваются и эта толща замещается толщей морских сидеритоносных глинистых сланцев (район р. Кожима). Еще далее к северо-востоку глинистые сланцы замещаются постепенно известняками и в районе верхнего течения р. Усы, по рекам Силовой, Каре и другим весь визейский ярус представлен уже известняками.

3. Общая мощность карбона в зоне Приуралья меняется от 800 до 1400 м. Максимальные мощности карбона располагаются вдоль восточной (юго-восточной) окраины бассейна — в Приуралье, а в пределах последней — в южной ее половине. Мощности визе повышены также по северо-восточной окраине бассейна вдоль Пай-Хоя.

4. К западу от Урала (к Тиману), а также к юго-западу от Пай-Хоя мощности карбона постепенно убывают и на Тимане они уже в несколько раз меньше, чем на Урале и в Приуралье. Только на юго-восточном погружении Тимана развит мощный (до 1000 м) почти полный разрез каменноугольных отложений.

5. В том же направлении идет постепенное выклинивание турнейских и нижневизейских отложений. Отчасти это выклинивание является результатом последующего их размыва (перед средневизейской трансгрессией).

6. Карбон развит в Печорском бассейне не полностью. Значительная и в разных местах разная часть его разреза отсутствует, что объясняется наличием здесь крупного регионального перерыва. Как и на Русской платформе (а также в Среднем и Северном Урале) этот перерыв обычно захватывает время от верхнего намюра до начала московского яруса, вообще же его длительность в разных местах различна. Максимально он охватывает время от верхов визе до низов артинского яруса, минимально — середину среднего карбона.

7. Существует и другой перерыв — между верхним карбоном и пермью, но он датирован еще недостаточно ясно. Во всяком случае известняки сакмарского яруса почти повсеместно залегают на более древних с перерывом.

8. Для намюра и среднего карбона характерно широкое развитие брекчиевидных известняков (особенно для южной половины Приуралья), образование которых стоит в прямой связи с происходившими в то время тектоническими движениями (подводные оползни и отчасти надводные обрушения).

9. Для турне особенно характерно развитие мощных толщ известково-кремнистых обычно немых плитняков и в связи с этим, как правило, исключительная бедность фауны.

10. Есть основания предполагать, что так называемой алатауской фации (толща терригенных глинистых осадков) в составе турне Печорского угленосного бассейна и смежной с ним части Урала нет и что за последнюю обычно принималась часть угленосной толщи (в тектоническом блоке).

11. Сколько-нибудь заметной вулканической деятельности в течение карбона на рассматриваемой территории не отмечено. Изверженные породы и вулканические туфы отсутствуют.

12. Наиболее полно и повсеместно развиты визейские отложения, которые хорошо делятся на: 1) нижнее визе (угленосная толща и ее аналоги); 2) среднее визе (известняки с *Gigantoproductus mirus*) и 3) верхнее визе (известняки с *Gigantoproductus giganteus* и *Striatifera striata*).

13. Наличие намюрских отложений установлено еще далеко не везде. Отчасти это зависит от того, что местами они действительно отсутствуют (размыты перед верхнепалеозойской трансгрессией), но главным образом от того, что они не были установлены палеонтологически и принимаются за верхнее визе.

14. В ряде пунктов (Воркута, Средняя Печора и др.) по фораминиферам устанавливается наличие в разрезе среднекаменноугольных отложений, относящихся к нижней половине среднего отдела (башкирский ярус) и залегающих между верхним визе или нижним намюром, с одной стороны, и верхним карбоном или нижней пермью — с другой.

Имеются, однако, случаи (р. Воркута) совместного нахождения (в небольшой пачке известняков) фораминифер среднего отдела с верхнекаменноугольными брахиоподами. Это показывает, что или в сборах, или в определениях фауны существуют какие-то неточности. Этот вопрос нуждается в пересмотре.

15. Каменноугольные отложения Печорского угленосного бассейна и западного склона прилегающего к нему Урала по своему типу и составу пород, в общем, близки к одновозрастным отложениям Русской платформы.

16. По сравнению с северной частью Русской платформы нижнекаменноугольные отложения Печорского бассейна отличаются очень большой мощностью. Это наряду с их складчатостью и увеличением мощности по направлению к Уралу свидетельствует, что они откладывались в субгеосинклинальных (переходных и геосинклинальных) условиях, в условиях передового прогиба.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения пермской системы на севере Европейской части СССР занимают огромные площади. На западе они выступают на обширной территории, протягивающейся с севера на юг от берегов Мезенского залива до верховьев р. Мологи; в пределах Среднерусской синеклизы повсюду вскрываются глубокими скважинами под мезозойскими и четвертичными осадками, а восточнее прослеживаются (в виде узких полос) по западному и восточному склонам Тимана и более широко по его южной периферии.

В бассейне р. Печоры пермские отложения появляются на поверхности в области крупных положительных структур Предуральяского прогиба и вдоль западного склона Полярного и Приполярного Урала. Все огромное пространство между Восточным Тиманом и западным склоном Урала несомненно является также областью распространения отложений пермской системы. Об этом можно судить по значительным мощностям перми на восточном погружении Тимана (что установлено скважинами глубокого бурения), по наличию разрозненных выходов нижнепермских известняков в Малоземельской тундре и, наконец, по широкому развитию триасовых отложений в Большеземельской тундре (вскрытых в последнее время скважинами). При этом следует учесть, что триасовые отложения в Печорском бассейне настолько тесно свя-

заны с пермскими отложениями, что до последнего времени они рассматривались как пермотриасовые.

Пермская система на севере представлена нижним и верхним отделами. Стратиграфические границы для подразделений этой системы, однако, в разрезах некоторых районов описываемой территории устанавливаются условно и только на Северном Тимане они определяются биостратиграфически на основании резкого изменения фауны.

В северной части Русской платформы до настоящего времени не удается установить, каким ярусам единой стратиграфической шкалы соответствует карбонатная и галогенная части верхнекулойской свиты, поэтому принятое деление ее на сакмарский, артинский и кунгурский ярусы условно и основывается главным образом на сопоставлениях литологического состава сводных разрезов.

Также в значительной степени условно и отнесение вихтовской свиты к верхнему отделу перми (уфимскому ярусу), поскольку эта свита почти повсюду лежит согласно на верхнекулойской свите.

В центральной части Среднерусской (Московской) синеклизы стратиграфически наиболее полные разрезы (от контакта перми с карбоном до границы татарского яруса с нижним триасом) вскрыты опорными скважинами в районе Котлас-Коряжма мощностью 820 м, в Яренске — 775 м, в Кажиме — 869 м и Опарине — 914 м.

На западном склоне Северного Тимана пермские отложения (по В. П. Бархатовой) имеют мощность 260 м. Нижний отдел мощностью до 100 м представлен здесь сакмарским и артинским ярусами, верхний отдел мощностью 160 м — уфимским и казанским ярусами. Кунгурский и татарский ярусы в этом районе отсутствуют. Тип пермских отложений восточного склона Тимана несколько иной. Здесь они представлены только нижним отделом системы значительно меньшей мощности (120 м), в котором, однако, выделяются сакмарский, артинский и самые низы кунгурского яруса.

Разрез нижней перми на Тимане представлен карбонатными породами с богатой морской фауной, что дало возможность В. П. Бархатовой проследить изменения в составе фаун на рубеже каменноугольного и пермского времени и обосновать границу между этими системами. Граница между пермью и карбоном, принятая В. П. Бархатовой, расходитсся с унифицированной схемой ВНИГРИ (1953 г.). Нижняя часть швагеринового горизонта (фузулиновой схемы Д. М. Раузер-Черноусовой), тесно связанная с каменноугольными отложениями общим комплексом псевдофузулин, тритицитов и хориститов и характеризующаяся появлением швагерин, отнесена В. П. Бархатовой к верхнему карбону. Верхнюю же часть, в составе которой наблюдаются изменения фауны фораминифер, кораллов, иглокожих, мшанок, брахиопод и др., она выделяет в самостоятельную стратиграфическую единицу — «ненецкий горизонт», являющийся самым нижним членом пермской системы.

Пермские образования Печорского угольного бассейна приурочены к северной части Предуральяского краевого прогиба, где они достигают 7000—8500 м мощности. Они представлены в основном мощными терригенными толщами, для которых в томе принято деление по схеме А. П. Ротая на четыре крупные литолого-стратиграфические единицы: юнъягинскую серию сакмарско-артинского возраста, усинскую¹ серию кунгурского возраста, печорскую серию казанского (и, возможно, частью татарского) возраста и хейягинскую серию, относящуюся в настоящее время к триасу. Сопоставление этих серий с ярусами единой стратигра-

¹ Воркутскую (по схеме, принятой на совещании в г. Свердловске в 1956 г.).

фической шкалы еще недостаточно точно ввиду незаконченного изучения палеонтологических остатков из этих толщ и нерешенности целого ряда общих принципиальных вопросов по стратиграфии пермской системы.

СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИТИМАНЬЕ

Нижний отдел

Нижнепермские отложения в области Севера Русской платформы и Юго-Западного Притиманья представлены мощной гипсово-доломитовой толщей, почти лишенной органических остатков, которая без перерыва залегает на верхнем карбоне.

До недавнего времени в состав нижнего отдела перми, кроме того, включалась немая толща гипсоносных красноцветов, покрывающая гипсово-доломитовую толщу. Обеим толщам придавалось значение свит. Нижняя из них (более дробно не расчленявшаяся), получила название верхнекулойской свиты, а верхняя — вихтовской свиты (Зеккель, 1939 а). Последняя принималась за аналог уфимской свиты.

Возраст обеих свит из-за отсутствия фауны и невозможности непосредственной корреляции их с палеонтологически охарактеризованными разрезами (ввиду значительной удаленности последних) не мог быть установлен, и он условно принимался как артинско-кунгурский (Зоричева, 1954 г.; Люткевич, 1955).

В результате структурного и опорного бурения, проведенного за последнее десятилетие на рассматриваемой территории и в смежных областях Русской платформы, были получены новые материалы, которые позволили уточнить стратиграфию нижней перми.

В настоящем разделе в составе нижней перми рассматривается только гипсово-доломитовая толща, а терригенная красноцветная в соответствии с решениями пермской стратиграфической конференции 1950 г. присоединяется к верхнему отделу пермской системы в качестве нижнего его члена. Обоснование границы перми и карбона, принятой в кровле собственно швагеринового горизонта, приведено при описании стратиграфии каменноугольных отложений.

Верхняя граница нижнего отдела перми, принимаемая в основании уфимской толщи, в пределах Севера палеонтологически не может быть обоснована и поэтому проводится по литологическим признакам.

Принадлежность толщи уфимских отложений к верхней перми и ее самостоятельное стратиграфическое значение, на правах уфимского яруса, в последнее время принимается для области Юго-Восточного Притиманья на основании изучения фауны остракод и микрофлоры (Бархатова, Кашеварова, 1957).

Такой взгляд на возраст красноцветной толщи не может быть безоговорочно принят для территории Севера, поскольку здесь, с одной стороны, отсутствуют конкретные материалы, которые могли бы подтвердить его справедливость, а с другой — имеются факты, в некоторой мере противоречащие ему. Все это заставляет особенно подчеркнуть условность отнесения здесь уфимских отложений к верхней перми и выделения их в самостоятельный ярус.

В принятом объеме разрез нижнепермских отложений по петрографическому составу четко разделяется на две толщи (Малахова, 1938 г.; Пахтусова, 1950 г., 1959 г.). Нижняя из них (доломитовая) складывается преимущественно доломитами, с редкими прослоями ангидритов, а верхняя (галогеенная) — в основном ангидритами и реже гипсами (местами

с пластами каменной соли), при резко подчиненном содержании доломитов.

Такое деление нижней перми выдерживается на большом пространстве от бассейна рек Кулоя и Мезени на севере до Вологды, Солигалича, Любима и Шарьи на юге; от западной границы распространения нижнепермских отложений до бассейна р. Выми, в Юго-Западном Притиманье — на востоке. В последнем районе, как это будет показано ниже, на отдельных площадях состав нижнепермской толщи, оставаясь, как и на западе, в общем, существенно сульфатно-карбонатным, претерпевает значительные фациальные изменения.

Доломитовая толща предположительно относится к сакмарскому ярусу, а вышележащая, ангидритовая, условно рассматривается как аналог отложений артинского и кунгурского ярусов.

Фаунистических доказательств такой синхронизации непосредственно на рассматриваемой площади не имеется, так как в отложениях нижней перми, сильно измененных вследствие диагенетических процессов (доломитизации, окремнения и сульфатизации), фауна почти не сохранилась.

Одним из доводов, по которым здесь можно предполагать присутствие всех ярусов нижней перми, является постепенный переход от морских отложений верхнего карбона к лагунно-морским и лагунным осадкам нижней перми, указывающий на единый цикл осадконакопления, при котором трудно допустить возможность выпадения из разреза какого-либо отдельного стратиграфического звена. Это соображение подкрепляется тем, что в ближайших к описываемому районам с полными фаунистически охарактеризованными разрезами нижней перми (Северный Тиман, бассейн р. Кельтмы), она представлена отложениями всех ярусов. Далее, на сопредельных площадях (район Любима, Котельнича) сакмарский возраст доломитовой толщи в известной мере подтверждается появлением в ней комплекса параштаффелловой фауны.

Близкая ассоциация параштаффел была обнаружена также в аналогичных отложениях района Коряжмы. Здесь же в основании нижней перми встречена характерная для сакмарского яруса *Pseudofusulina uralica* Krot.

Артинско-кунгурский возраст галогенной толщи также не может быть здесь установлен путем прямых доказательств и принимается условно с учетом непрерывности нижнепермского цикла осадконакопления, завершившегося на Севере, как и в Восточном Притиманье и Прикамье (здесь это доказано фаунистически), в кунгурское время отложением солей.

Разумеется, что только дальнейшее более детальное изучение нижнепермской толщи поможет окончательно решить вопрос о возрасте разных частей ее разреза.

Отложения нижней перми распространены на характеризуемой территории очень широко: от выхода их на поверхность на западе территории, в области их погружения они (как это установлено бурением) прослеживаются повсеместно, вплоть до западного склона Тиманского складчатого сооружения.

Полоса выхода нижнепермских отложений имеет различную ширину (от 3—4 до 40—50 км) и проходит из района г. Кириллова на юге (а может быть, еще южнее), огибая с востока оз. Белое и с запада оз. Воже, в бассейн рек Моши и Мехреньги; далее она пересекает нижнее течение р. Северной Двины на участках между селами Хаврогоры и Кальи и уходит в бассейны рек Пукшеньги, Пинеги, Кулоя, Сотки, Полты и Койды. К востоку от этой полосы, в сторону приосевой зоны

Московской синеклизы, описываемые отложения опускаются на большую глубину под мощную толщу осадков верхней перми и мезозоя.

Вновь они обнажаются в Юго-Западном Притиманье, в пределах периклинальных частей крупной Обдорской структуры, в бассейне рек Рысь-Кедвы, Пасьва-Кедвы и Тобыща, а также на участках Сереговского и Елмач-Парминского поднятий.

Полиные разрезы нижней перми по обнажениям нигде не прослеживаются, они изучены по скважинам.

Мощность нижней перми меняется в широких пределах: от долей метра в местах ее выклинивания на западе и юго-западе рассматриваемого района до 300 м и иногда более в области приосевой зоны Московской синеклизы (табл. 11). Максимальные мощности ее известны в Юго-Западном Притиманье, где они достигают 293 м (бассейн р. Кельтмы) и даже 380 м (район Больших Порогов). Ввиду трудности корреляции нижнепермских разрезов области Севера и Юго-Западного Притиманья их описание дается отдельно.

Таблица 11

Скважины, их авторский номер	Глубина залегания сакмарского яруса в м		Мощность в м	Глубина залегания артинского (?) и кунгурского (?) ярусов в м		Мощность в м	Альтитуда скважины
	Кровля	Подосва		Кровля	Подосва		
Малоручейская (10)	120,1	199,4	79,3	80,60	120,1	39,5	19,01
Соаянская (3)	—	—	—	96,37	141,5	>45,0	6,79
Горшковская (4)	100,6	172,2	72,0	65,6	100,6	35,0	13,86
Карпогорская	252,5	302,0	>50,0	161,0	252,5	91,5	≈45,0
Березниковская	163,0	255,2	92,0	59,5	163,0	103,5	36,0
Каменноприлуцкая (5)	425,5	523,4	98,0	313,1	425,5	112,4	33,7
Шошельская (10)	394,0	470,5	77,0	282,2	394,0	112,0	51,2
Няндомская	50,8	160,8	110,0	8,1	50,8	>43	≈35,0
Коношская	199,3	265,0	66,0	123,7	199,3	>75	205,29
Чарозерская	52,9	75,0	>22,0	—	—	—	150,0
Устьинская	86,0	102,8	17,0	—	—	—	144,2
Кирилловская (6)	81,7	94,2	12,0	—	—	—	160,46
Яренская (1—Р)	887,9	970,0	82,0	685,5	887,95	202,0	67,38
Коряжемская	758,8	843,0	84,2	523,3	758,8	235,5	47,95
Сольвычегодская	777,0	>820,0	>43,0	549,8	777	227,0	—
Котласская (1—Р)	795,9	861,0	65,0	580,5	795,9	215,0	57,42
Бобровская (3)	394,4	508,6	114,0	189,61	394,4	205,0	80,30
Занаволоченская (4)	411,6	527,0	115,0	209,3	411,6	202,0	118,02
Шангальская	382,05	402,47	>20,4	229,8	382,05	152,2	61,47
Вологодская (1—Р)	303,0	347 ?	44 ?	276,0	303	27,5	114,52
Любимская (1—Р)	—	—	42	—	—	29,0	140,0
Солигалийская (1—Р)	162,0	240,0	78,0	98,5	162,0	64,0	143,7
Шарьинская (1—Р)	753,0	813,0	60,0	545,2	753	208,0	114,3
Опаринская (1—Р)	1086,7	1164,1	77,0	817,2	1086,7	269,5	152,7

Север Русской платформы

Сакмарский ярус

Отложения, условно датированные как сакмарские, представлены на большей части описываемой территории мощной (до 115 м) толщей однообразных доломитов, в разной мере огипсованных. Предполагается, что эта толща является эквивалентом ненецкого¹, тастубского и стер-

¹ Название присвоено В. П. Бархатовой для той большей части швагеринного горизонта, которая принадлежит нижней перми.

литамакского горизонтов, установленных В. П. Бархатовой в сакмарском ярусе Северного Тимана. Нижняя граница яруса принята в кровле собственно швагеринового горизонта; верхняя ввиду постепенности перехода сакмарских отложений в артинско-кунгурские условно проводится в подошве первого крупного слоя ангидритов, начинающего артинско-кунгурскую толщу.

В обнажениях граница карбона с пермью прослеживается только по р. Тиньге, притоку р. Пинеги, где она была установлена еще Р. Мурчисоном в кровле горизонта с массовым скоплением швагерин. Чаше ее положение намечается по скважинам, вскрывшим фаунистически охарактеризованные отложения. Верхний контакт обнажается также очень редко. Вероятно, он вскрывается в выходах по р. Мехреньге, у Кривецких Порогов, где наблюдается переход от доломитов к гипсам (Пахтусова и др., 1959 г.).

Сакмарские отложения на поверхности прослеживаются в немногих районах: в бассейне рек Полты, Пинеги, Пуксы, Мехреньги, Лельмы и в районе оз. Лачи. На глубине они вскрыты полностью или частично редкими скважинами на площади, простирающейся от Мезени на севере до Вологды, Солигалича, Любима и Шарьи на юге; от ст. Пуксы и г. Кириллова на западе до г. Яренска на востоке.

Значительная выдержанность петрографического состава сакмарской толщи в разных частях территории позволяет, не останавливаясь на описании конкретных разрезов, охарактеризовать ее в целом и отдельно рассмотреть только разрезы, отклоняющиеся от типичных.

Доминирующими породами сакмарского яруса являются доломиты. Они обычно характеризуются кристаллической или микрозернистой, реже афанитовой структурой. Им свойственна серая, различных тонов, окраска, изредка сменяющаяся белой. Сложение то плотное, то тонкопористое, или даже мелко- и крупнокавернозное. В низах разрезов породы нередко изобилуют пустотами от выщелоченных фораминифер. Доломиты повсеместно огипсованы. Гипсы, а чаще ангидриты встречаются в них в виде отдельных включений и гнезд, а также прослоев мощностью 0,3—3 м, редко до 6—9 м. Количество ангидритовых прослоев возрастает в верхах разреза, где, однако, преобладающими попрежнему остаются доломиты. Прослои известняков отмечены только в южных разрезах (с. Устье, г. Кириллов). Доломитам свойственно также и окремнение. Кремни наблюдаются в виде мелких включений, иногда располагающихся цепочкообразно или чаще всего в виде отдельных стяжений различной формы и величины. Местами в доломитах наблюдается тонкая неправильная слоистость, обусловленная примазками зеленой глины по плоскостям наслоения.

Состав сакмарской толщи на площади меняется незначительно, все наблюдаемые его изменения сводятся к колебанию степени сульфатизации пород (рис. 58, 60). Так, наименьшая гипсоносность сакмарских отложений наблюдается на севере территории, в бассейнах рек Мезени и Пинеги, где по данным разрезов мезенских и Карпогорской скважин гипс в доломитах присутствует только в виде гнезд и включений. К юго-востоку и юго-западу, в сторону осевой зоны Московской синеклизы и краевых частей поля развития нижнепермских отложений, происходит возрастание гипсоносности разрезов, выражающееся во все более увеличивающемся содержании ангидритов и гипсов, и уже в разрезах Солигалича, Шарьи и Любима в верхней части сакмарской толщи сульфатные породы начинают преобладать над карбонатными (Макарова, 1957). Фауна в сакмарских отложениях встречается редко и плохой сохранности. Обычно она имеет угнетенный облик и представлена мелкими брахиоподами, пелелиподами и гастроподами.

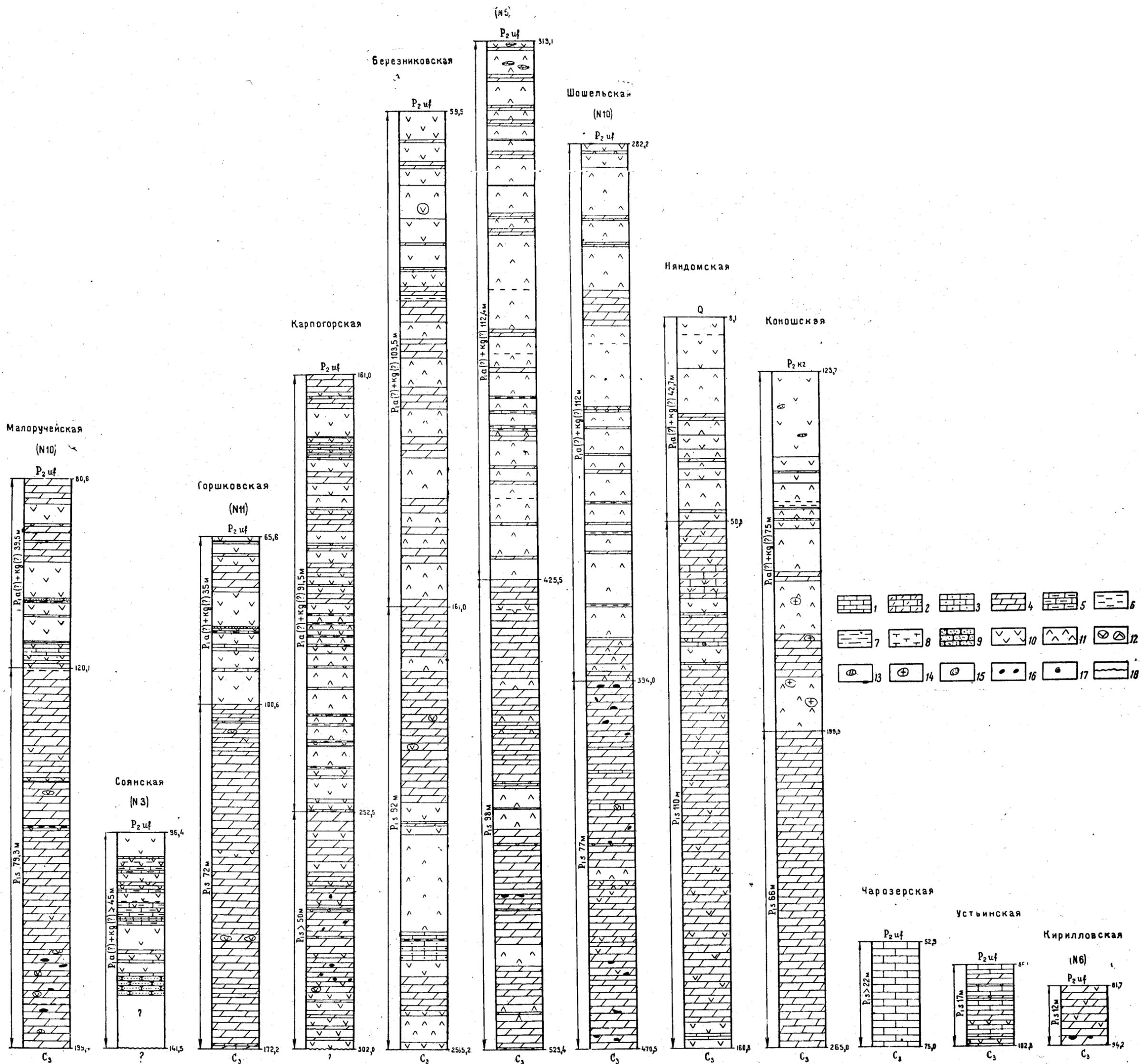


Рис. 58. Отложения нижней перми по разрезам скважин

1 — известняки; 2 — известняки доломитизированные; 3 — известняки песчаные; 4 — доломиты; 5 — мергели; 6 — глины алевроитовые; 7 (тире с точкой) — глины песчаные; 8 — глины известковистые; 9 — песчаники и алевролиты; 10 — гипсы; 11 — ангидриты; 12 — гнезда и включения гипса и ангидрита; 13 — включения доломита; 14 — включения каменной соли; 15 — включения алевролита; 16 — окремнение; 17 — фауна; 18 — забой скважины

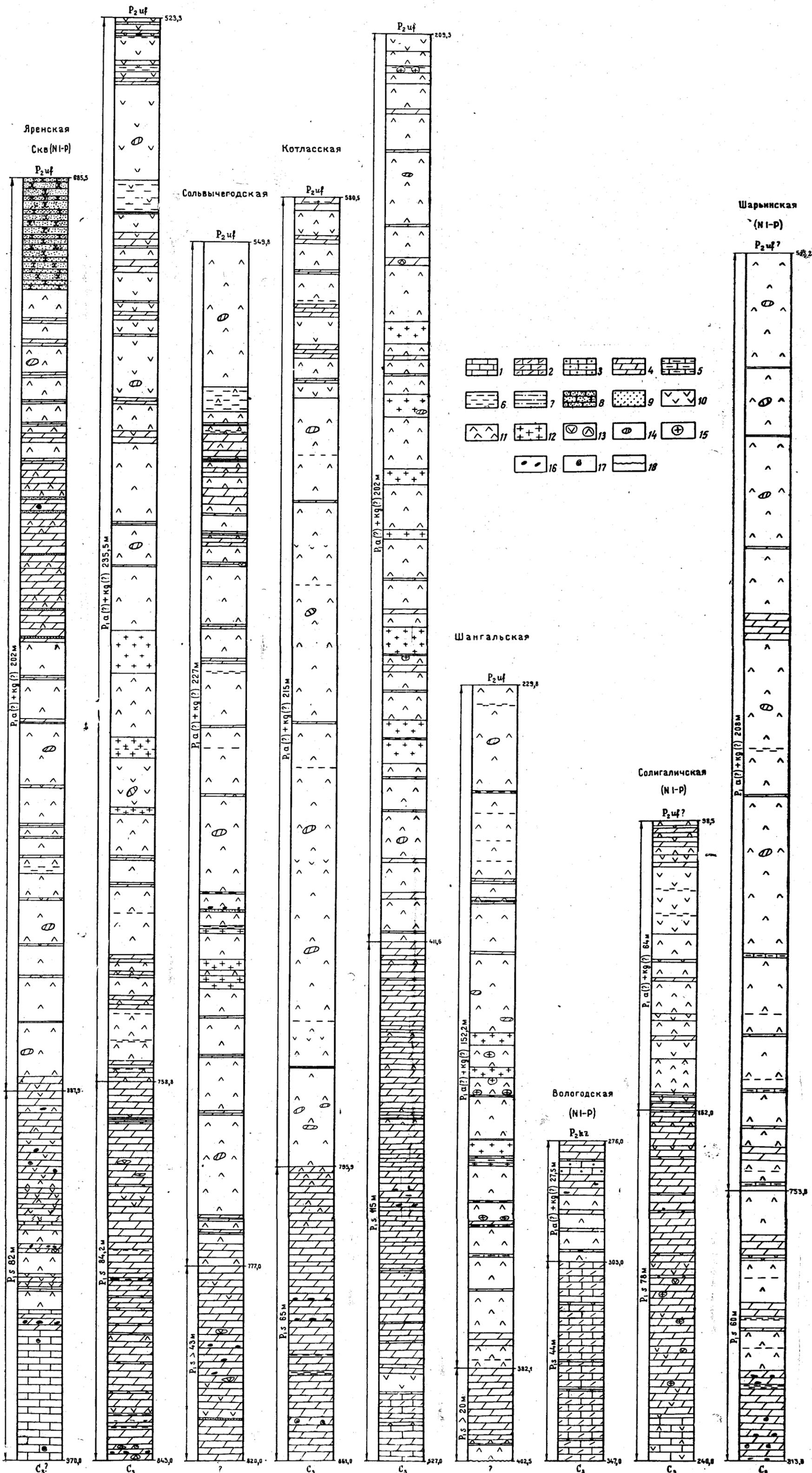


Рис. 60. Отложения нижней перми по разрезам скважин

1 — известняки; 2 — известняки доломитизированные; 3 — известняки песчаные; 4 — доломиты; 5 — мергели; 6 — глины алевроитовые; 7 — глины песчаные; 8 — песчаники и алевролиты; 9 — пески мелкозернистые и алевроиты; 10 — гилсы; 11 — ангидриты; 12 — каменная соль; 13 — гнезда и включения гипса и ангидрита; 14 — включения доломита; 15 — включения каменной соли; 16 — окремнение; 17 — фауна; 18 — забой скважины (разрезы по Яренской и Сольвычегодской скважинам даны до забоя)

Из разрезов мезенских скважин определены: *Productus* sp., *Athyris* sp., *Parallelodon* sp., *Allorisma* sp., *Nucella* sp., (Маркин, 1950 г.). В Карпогорской скважине из этих отложений известны *Pseudobakewellia cerathophagaeformis* Noip., *Avicula* sp. (Зоричева, 1954 г.).

Фауна мелких фузулинид обнаружена в сакмарском разрезе Коряжемской скважины, где на глубине 825 м были встречены *Parastaffella preobrajenskyi* (Dutk.), *P. cf. dagmarae* (Dutk.), *Schubertella* sp.

В основании перми здесь была найдена *Pseudofusulina* ex gr. *uralica* Krot.

В районе Любима сакмарские отложения характеризуются массовым появлением параштаффелл. Среди них определены: *Parastaffella struvei* (Möell.), *P. umbonata* Raus., *P. bradyi* (Möell.), *P. timanica* Raus., *P. preobrajenskyi* (Dutk.), *P. ivanovi* (Dutk.), *P. latispiralis* Трап., *P. lata* Grosd. et Leb., *P. dagmarae* (Dutk.), *P. paradagmarae* Трап., *P. mathildae* (Dutk.), *P. poststruvei* Raus. (Макарова, 1957).

Этот комплекс близок параштаффелловой ассоциации, описанной Г. А. Дуткевичем из отложений тастубского горизонта Чусовских Городков.

Мощность сакмарской толщи, в общем, постепенно уменьшается в направлении с северо-востока на юго-запад (см. табл. 11). Так, в бассейне р. Мезени она составляет 72—79 м, в районе Березников, Нижней Тоймы и Нядомы несколько увеличивается — соответственно до 92, 98 и 110 м, что сопровождается возрастанием удельного веса в этих разрезах ангидрита и гипса. Далее мощностью последовательно уменьшается и составляет в Коноше 66 м, в Чарозере около 25 м, в Устье 17 м и в районе Кириллова 12 м. Может быть, сакмарские отложения протягиваются и южнее г. Кириллова, так как на юго-западе от него, в бассейне р. Суды, верхи карбонатной толщи, датируемые верхним карбоном, видимо, принадлежат нижней перми. Независимо от этого, общая тенденция нижнепермских отложений к выклиниванию в юго-западном направлении и малая их мощность в районе Кириллова говорят за то, что к югу от него они должны выпадать из разреза.

К востоку, по падению сакмарской толщи, подметить какую-либо закономерность в изменении ее мощностей не удастся. Так, в районе Котлас—Коряжма мощность сакмарских отложений не превышает 84 м, в Яренске она равна 82 м, в Опарино—77 м, в бассейне же Сухоны она достигает 110—115 м. Таким образом, из района Нядомы, где мощность составляет 110 м, линия равных мощностей, очерчивая значительную площадь, уходит в пределы Сухонского вала и разделяет два района с меньшими мощностями: район Котласа, Коряжмы, Яренска и Опарино, характеризуемый мощностью 65—84 м, и район Любима, Шары, Солигалича с мощностями соответственно 42, 60 и 78 м (см. табл. 11 и рис. 59).

Отсюда следует важный вывод о том, что в сакмарское время еще не сформировалась структура Сухонского вала, а также другие, более мелкие поднятия вроде Побойщенского, располагающегося на юго-западном крыле этого вала, или Шошельского, известного в среднем течении р. Нижней Тоймы (Пахтусова, 1951 г.).

Современные западные границы распространения сакмарских отложений в пределах рассматриваемой территории в основном повторяют контур верхнекаменноугольных, смещаясь от них к востоку.

В период формирования сакмарской толщи на всей характеризующейся площади господствовала относительно однообразная палеогеографическая обстановка. Однако в отличие от каменноугольного моря сакмарское имело ненормальный режим с повышенной соленостью, воз-

раставшей к концу века, очевидно, за счет все большей его изоляции от мирового океана. Некоторая связь с последним, вероятно, существовала лишь на севере территории, в пределах бассейнов рек Мезени,

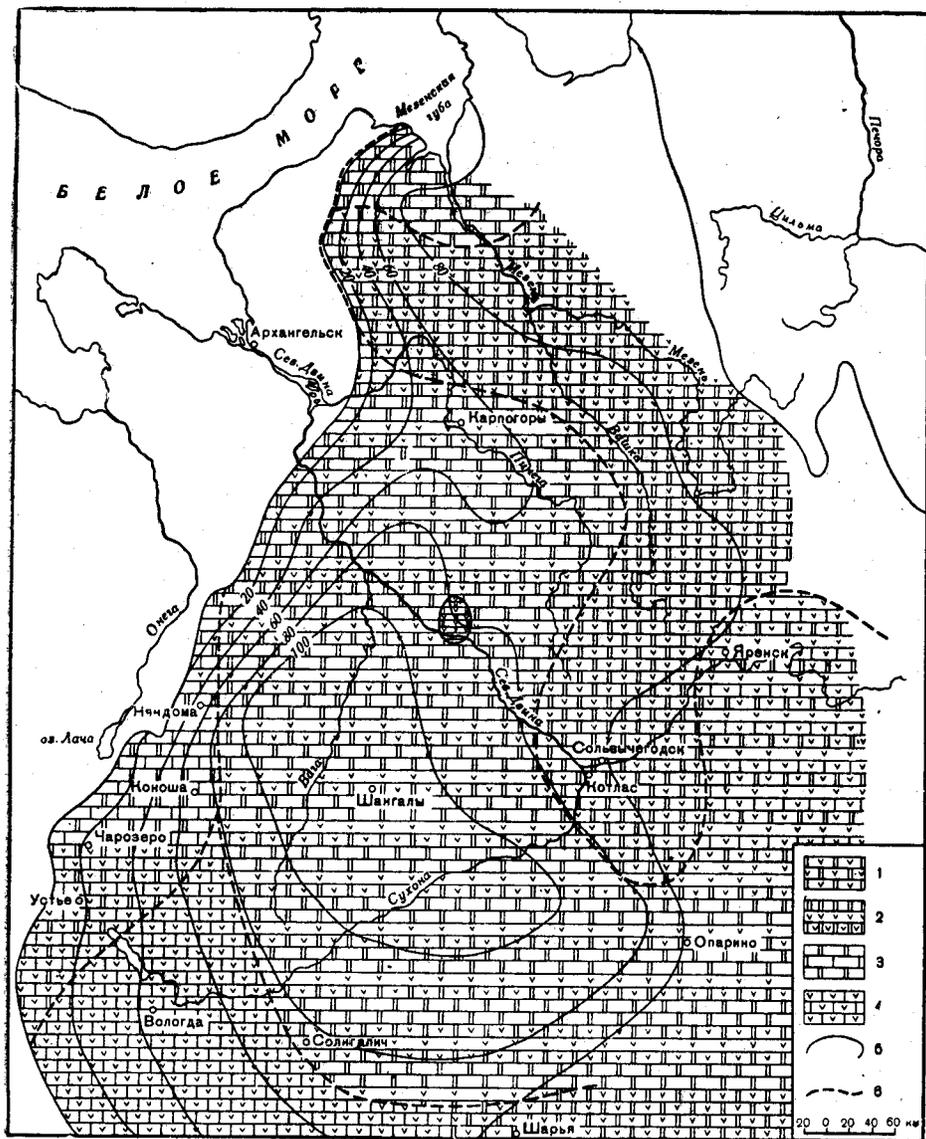


Рис. 59. Карта мощностей и литологического состава. Сакмарский ярус (по А. И. Зоричевой и Н. А. Пахтусовой, 1960 г.)

1 — доломиты огипсованные (82—100%); 2 — переслаивание доломитов с гипсами и огипсованными доломитами; 3 — переслаивание доломитов и известняков; 4 — известняки огипсованные; 5 — изопахиты; 6 — границы фаций

Кулюя и Пинеги, где наблюдается наименьшая сульфатизация сакмарских осадков и наибольшая их насыщенность фауной.

Полезные ископаемые, связанные с сакмарской толщей, изучены недостаточно ввиду плохой и редкой ее обнаженности.

Известны месторождения доломитов Междудворское, Плесецкое и Карьер Березник, располагающиеся в Плесецком районе Архангель-

ской области, на участках, примыкающих к Северной ж. д. Гипсы сакмарского возраста практического значения не имеют. Сакмарским отложениям подчинены мощные рассольные горизонты, имеющие региональное распространение. Концентрация рассолов во многих пунктах (Сольвыгодск, Нижняя Тойма, бассейн р. Сухоны и др.) достигает $20-23^{\circ}$ Боме.

Однако рассолы в указанных местах залегают на значительной глубине (411—808 м) и поэтому в настоящее время, по-видимому, не могут представлять практического интереса. По восстанию же вмещающей толщи они в сильной мере опресняются и, таким образом, также теряют свое промышленное и бальнеологическое значение.

Артинский (?) и кунгурский (?) ярусы

К артинскому и кунгурскому ярусам условно относится верхняя часть гипсово-доломитовой толщи, представленная преимущественно в галогенной фации.

Галогенная, или ангидритовая, толща повсеместно составлена ангидритами и гипсами с прослоями доломитов. На юге рассматриваемой площади в ней появляются пласты каменной соли. Мощность толщи колеблется от нескольких сантиметров в местах ее выклинивания до 235 м на участках наибольшего ее развития.

Граница ее с сакмарским ярусом не является четкой и выражена постепенным переходом от доломитов к ангидритам через их переслаивание. Верхняя ее граница с уфимской толщей в большинстве случаев также является скользящей.

Наиболее изученные мощные выходы артинско-кунгурских отложений, представленных гипсами, известны по р. Северной Двине, в районе с. Звоз, где они прослеживаются на 22 км. К северо-востоку отсюда они протягиваются на реки: Пинегу, Сию, Летний Гбач, Кулой, Сотку, Кельду, Полту и Койду.

К юго-западу от двинских выходов галогенные породы обнажаются в верховьях р. Мехреньги и по р. Моше. Южнее они скрываются под четвертичной толщей и нигде более не выходят на поверхность. Полное их выклинивание, по данным графических построений, опирающихся на разрезы скважин, намечается в бассейне р. Марьюги — притоке р. Ковжи, близ с. Ребово. Южнее они выпадают из разреза, так как уже в Чарозере, Устье и Кириллове уфимские красноцветы трансгрессивно ложатся на сакмарские отложения (Пахтусова и др., 1959 г.).

К востоку и юго-востоку от полосы выхода их на поверхность артинско-кунгурские отложения распространены под более молодыми образованиями повсеместно и, судя по разрезам скважин, выражены также однообразно (рис. 58, 60).

В большинстве разрезов, начиная от бассейна рек Мезени и Кулоя на севере и кончая районом Сухонского вала на юге, галогенную толщу составляют ангидриты, лишь в самых верхах сменяющиеся гипсами мощностью до 5—16 м (Мезень, Карпогоры, Березник, Нижняя Тойма, Шангалы, Нядома, бассейн р. Сухоны).

В более южных районах разрез галогенной толщи сразу начинается с ангидритов (Вологда, Солигалич, Любим, Шарья). Ангидриты голубого, синевато-серого или серовато-синего цвета имеют всюду однообразную скрытокристаллическую или кристаллическую структуру и сравнительно выдержанный химический состав. Гипсы при аналогичном строении отличаются белым или розовым цветом. В ангидритах и гипсах постоянно наблюдаются мелкие включения, причудливые прожилки и целые прослои различной, иногда значительной, мощности серых,

желтовато-серых пелитоморфных доломитов, внешне неотличимых от сакмарских и в свою очередь сильно огипсованных. Кроме доломитов, в галогенных породах присутствуют включения, прожилки, гнезда и прослой (мощностью до 1 м) красных и серых огипсованных глин, как правило, приуроченных к верхам разреза.

На юге рассматриваемой территории, в пределах так называемого Сухонского соленосного бассейна, в составе галогенной толщи присутствует каменная соль. Площадь этого бассейна намечается на западе Шангальской скважиной, на востоке — Сольвычегодской и Коряжемской, а на юге — сухонскими скважинами. Северная его граница должна проходить где-то между с. Нижняя Тойма и г. Сольвычегодском (Пахтусова, 1957). Каменная соль залегает в виде пластов мощностью от 0,09 до 14 м, которые разделены между собой пачками ангидритов. Число соляных пластов колеблется от 3 до 6, суммарная мощность соли от 10 до 34 м, а солевмещающей толщи — от 13 до 99 м. Отмечено, что мощность соленосной толщи (и солей) увеличивается в пределах структуры Сухонского вала и осложняющего его Побойщенского поднятия, что вполне закономерно при смене горизонтального залегания солевмещающих пород на антиклинальное. Соленосные фации выклиниваются к востоку от Коряжмы, так как в районе Яренска солепроявления уже не обнаружены.

В Яренском разрезе состав артинско-кунгурских отложений вообще несколько отличается от такового более западных районов. Здесь в кровле галогенной толщи залегает глинистый ангидрит, а ниже его — серые алевролиты и песчаники мощностью 25 м. Еще ниже следует пачка тонкого переслаивания ангидритов и доломитов мощностью 78 м, которая подстилается толщей в 100 м сплошных ангидритов.

Органические остатки в артинско-кунгурских отложениях обычно отсутствуют. Исключение представляет собой разрез галогенной толщи, вскрываемой по р. Пинеге близ с. Кулогоры, где наблюдаются доломитовые прослой, обогащенные пеллециподами, гастроподами и где встречены единичные представители брахиопод, кораллов и мшанок. Отсюда были определены: *Modiolopsis pallasii* Vern., *Bakewellia antiqua* Munst., *B. cerathophaga* Schloth., *B. sedgwickiana* King., *Martinia incerta* Tsch., *Dielasma culogoraensis* sp. nov., *D. elongata* Schloth., *Nautilus* ex gr. *tuberculata*, *Wortenia grandicarinata* Jak., *W. sequans* Waag., *W. permiana* Jak., *W. denjatnensis* Jak., *Murchisonia tschernyschevi* Jak., *M. subangulata* Vern., *Tretospira* cf. *tumida* M. et W., *Tuberculapleura kulogorae* Jak., *Temnocheulus pernadodus* Tschern., *T. grevingki* Tschern., *T. crassus* Hyatt и др. (Богачев, 19366).

Наличие этой фауны в свое время послужило Я. Т. Богачеву основанием для выделения в нижней перми так называемой кулогорской свиты, которую он относил к верхам верхнего карбона. Последующие исследователи установили, что эти слои органогенных пород с обильной фауной залегают линзовидно и на коротком расстоянии выклиниваются, замещаясь немymi породами, обычными для галогенной толщи (Малахова, 1938 г.).

Фауна была обнаружена еще в керне Соянской скважины (бассейн р. Мезени), где в пласте оолитового доломита, залегающего в кровле галогенной толщи, встречены: *Netschajewia tschernyschevi*, *Pteria oblonga* var. *longissima*, *Prospodylus* sp. (Маркин, 1950 г.). По заключению М. В. Куликова, перечисленные формы обычны для казанских отложений.

Их нахождение в отложениях нижней перми с биостратиграфической точки зрения до сих пор не разъяснено.

И, наконец, в Яренской скважине в одном из карбонатных прослоев встречены *Dielasma* sp. и неопределимые пелециподы (Зоричева, 1956 г.).

В распределении мощностей артинско-кунгурских отложений на площади наблюдаются известные закономерности. Наименьшие мощ-

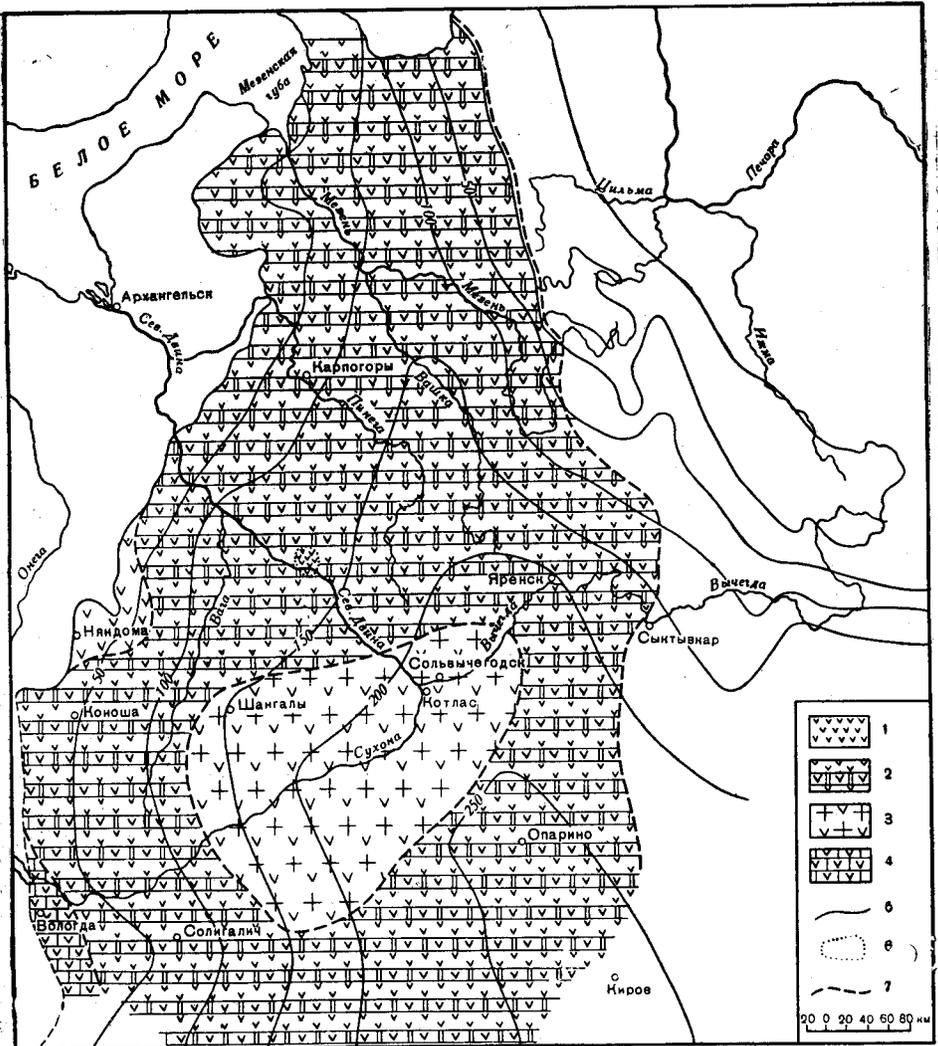


Рис. 61. Карта мощностей и литологического состава. Артинский (?) и кунгурский (?) ярусы объединенные (по А. И. Зоричевой и Н. А. Пахтусовой, 1960 г.)

1 — гипс (95—100%); 2 — гипс с прослоями огипсованного доломита; 3 — гипс с прослоями каменной соли; 4 — доломиты огипсованные с прослоями гипса; 5 — изохалиты; 6 — условный контур фаций; 7 — границы фаций

ности (35—39 м) отмечены в бассейне рек Мезени и Сояны (см. табл. 11 и рис. 61). Если принять во внимание, что и мощность сакмарских отложений здесь меньше, чем в более южных районах, то в этом совпадении можно усмотреть закономерную связь, указывающую на тенденцию к воздыманию всей этой области в течение нижнепермской эпохи. Возможно, это было связано с расположением Мезенско-Соянского района на простирации карелид Кольского полуострова, образующих здесь, как это устанавливают данные магнитометрической съемки последних

лет (Гафаров, 1957 г.), значительный выступ кристаллического фундамента. По-видимому, последний и оказывал влияние на распределение осадков как в этом районе, так и в смежных с ним в течение всей нижнепермской эпохи.

В бассейне рек Пинеги — с. Карпогоры — и Северной Двины — села Березник, Нижняя Тойма — мощности рассматриваемых отложений увеличиваются соответственно до 91, 103 и 112 м, а в районе ст. Шангалы — уже до 152 м. Еще более мощности возрастают в приосевой зоне Московской синеклизы, достигая в Сольвычегодске 227 м, в Котласе 215 м, в Яренске 202 м и в Опарино 270 м. На Сухонском валу мощность галогенной толщи также очень велика — 202—211 м, отсюда можно сделать заключение о том, что в конце кунгура эта структура еще не была сформирована. Четко обособляется площадь, расположенная между Вологодой, Любимом и Солигаличем, где значення мощностей снижаются соответственно до 27, 29 и 64 м. Очевидно, эта площадь отвечает приподнятому участку, на котором осадкообразование в артинско-кунгурское время шло замедленно, так как к юго-востоку от этого участка, в районе Шарьи, вновь фиксируется большая мощность (208 м) артинско-кунгурских отложений.

Засоление бассейна нижнепермской эпохи, начавшееся в сакмарское время, достигло своего апогея к концу кунгура, когда на большей части рассматриваемой территории образовалась замкнутая лагуна, в которой и шло образование хемогенных осадков. Видимо, на севере, в бассейне рек Пинеги и Кулоя, временами возобновлялась связь с открытым морем, о чем свидетельствует присутствие морской фауны в галогенной толще этих мест.

Артинско-кунгурская лагуна, очевидно, распадалась на более или менее изолированные друг от друга участки. Так, можно предполагать, что обособленным был участок Сухонского соленосного бассейна, в пределах которого концентрация солей достигла степени садки галита.

С артинско-кунгурскими отложениями связаны Звозское и Мехреньгское месторождения гипсов и ангидритов, а также огромные Пинежские и Кулойские залежи. Общие запасы гипсов и ангидритов этих месторождений являются практически неисчерпаемыми. Галогенной толще, как уже упоминалось, подчинена также и каменная соль, развитая в пределах Сухонского соленосного бассейна на площади около 50 тыс. км².

Могут, кроме того, представлять интерес в бальнеологическом отношении многочисленные серные источники, питающиеся за счет подземных вод галогенной толщи. Большое их количество известно в пределах Мошинской низины, в бассейне р. Мехреньги и в других местах Севера. С этой же точки зрения интересны соляные источники, в прошлом нередко использовавшиеся также и для выварки соли.

Юго-Западное Притиманье

Неравномерная и в целом недостаточная изученность нижней перми, наряду с изменчивостью ее строения, не позволяют произвести ее расчленение единообразно на всей территории Юго-Западного Притиманья ни палеонтологически, ни по литологическим признакам. Также затруднительна корреляция притиманских разрезов нижней перми с однообразными разрезами Севера, так как первые из них характеризуются большим разнообразием состава пород и меньшей выдержанностью фаций.

Нижнепермские отложения в Юго-Западном Притиманье наиболее полно вскрыты скважинами в бассейне рек Вымы (Большие Пороги, Синдор, Серегово) и Кельтмы. Только в последнем районе деление нижней перми на ярусы обосновывается палеонтологически. В остальных районах она представлена немой карбонатно-сульфатно-терригенной толщей, которая не поддается расчленению из-за невыдержанности ее состава по простиранию. Вследствие этого описание нижней перми можно дать только по отдельным районам, последовательно с юго-востока на северо-запад, начиная с наиболее изученного Кельтменского разреза.

В пределах Кельтменского вала нижняя пермь изучена Н. Н. Ростовцевым по разрезам Кельтменской, Мулукской и Жежимской скважин (Ростовцев, 1948б).

Сакмарский ярус мощностью 106 м по Кельтменской скважине выделен в интервале 154—260 м (Бархатова, 1958). В его строении участвуют преимущественно органогенно-обломочные известняки, изобилующие фауной фораминифер, мшанок, криноидей, гидрактиноид. В. П. Бархатовой в составе яруса выделяются аналоги горизонта с *Pseudofusulina uralica* и нерасчлененных тастубского и стерлитамакского горизонтов.

Артинский ярус имеет мощность 52 м (в интервале 102—154 м). Он представлен в основном доломитизированными органогенно-обломочными известняками: мшанково-гидрактиноидными и мшанково-брахиоподовыми. Богатая и разнообразная фауна, кроме мшанок, брахиопод и гидрактиноид, содержит комплекс псевдофузулин, кораллов и др.

Кунгурский ярус выражен толщей максимальной мощностью 135 м карбонатных и галогенных пород, которым в верхах разреза подчинены глины. По одинаковому положению в разрезе и близкому составу кунгурская толща Кельтменского района расчленяется Н. Н. Ростовцевым по схеме деления кунгура, принятой для Пермского Прикамья. При этом в низах разреза Н. Н. Ростовцевым выделены под названием кельтменских слоев аналоги филипповской свиты. Они представлены преимущественно огипсованными доломитами мощностью 60 м с фауной мелких фораминифер, пелеципод и редко брахиопод. Залегающая выше галогенно-карбонатная толща (аналог иреньской свиты) мощностью до 75 м слагается доломитизированными известняками, доломитами, гипсами, а в верхней части — и глинами. Толща подразделяется Н. Н. Ростовцевым на канавские и елмач-парминские слои.

В районе Аныба нижнепермские отложения изучены недостаточно, так как большая часть их разреза пройдена без отбора керна. Судя по имеющимся материалам, мощность нижней перми здесь около 240 м, разрез представлен сульфатно-карбонатными, а сверху частично и глинистыми отложениями.

В районе Сереговского поднятия, расположенного на равных расстояниях от Яренска и Синдора, характер разреза нижней перми наиболее близок (из всех остальных известных разрезов Юго-Западного Притиманья) к пермским разрезам западной и северной частей Архангельской области.

Некоторые специфические черты, отличающие сереговскую нижнепермскую толщу от аналогичной толщи Яренска, обусловлены, видимо, структурными особенностями района Серегова.

В Серегове нижнепермские отложения обнажаются в старом карьере Березники и по склону Курортного холма. В верхней и нижней частях разреза они вскрыты также скв. 17 и 6, расположенными на периклиналях Сереговской структуры. Полностью нижняя пермь не пересечена, поэтому мощность ее неизвестна. Предположительно, исходя

из мощностей нижней перми смежных районов, Яренска и Жежима, ее можно оценить в 200 м.

В скв. 17 нижнепермские отложения, залегающие (под крутым углом) в интервале 93—190 м, выражены карбонатной толщей мощностью (истинной) 76 м. Покрываются они глинистой брекчированной надсолевой толщей (представляет собой своеобразный кепрок), а залегают без перерыва, по-видимому, на швагериновом горизонте верхнего карбона. Верхнюю часть толщи составляют серые, сильнопористые окремненные доломиты, вскрытой мощностью около 21 м (истинной — 16 м). Ниже следуют голубовато-серые микрозернистые, кавернозные, иногда доломитизированные известняки, местами заключающие желваки черных кремней. Их вскрытая мощность 76 м, истинная около 60 м. В интервалах 163,2—169,2 м и 185,13—189,63 м известняки переполнены остатками фузулинид плохой сохранности. Среди них с глубины 185,13 м Л. П. Гроздиловой и Т. И. Шлыкковой определены: *Pseudofusulina* ex gr. *tschernyschewi* Schellw., *P.* ex gr. *gregaria* Raus., *P.* sp., *Fusulinella* cf. *pulchra* Raus., *Quasifusulina* sp., *Parastaffella* sp., *Triticites* sp. Ниже известняков залегают серые, с пустотами от выщелоченных фораминифер, доломиты, в которых на глубине 293 м скважина и была остановлена.

Приведенный комплекс фауны не дает определенных указаний на возраст вмещающих пород, так как он одинаково может принадлежать низам сакмарского яруса и верхам швагеринового горизонта. Более вероятно последнее, поэтому всю толщу доломитов, лежащую ниже глубины 190 м, правильнее относить к верхнему карбону.

В скв. 6, пройденной в большем удалении от свода Сереговского купола, нижняя пермь залегает уже не под кепроком, а под красной уфимской толщей на глубине 300,7—500 м. Вскрытая ее мощность около 200 м, а истинная 118 м (угол падения пород 70—75°).

Нижнепермская толща в интервале 300,7—474,0 м сложена в основном известняками глинистыми, иногда песчанистыми, серыми, мелкозернистыми, местами оолитоподобными, кавернозными. Каверны величиной до 5—10 см в диаметре часто выполнены зеленовато-серым глинистым песком. На глубине 357,84—362,54 м встречены водорослевые известняки. Ниже 474 м и до забоя разрез слагают желтовато-серые пористые доломиты с желваками черного кремня, а также с желваками и прожилками гипса.

Аналогичные описанным известняки и доломиты обнажаются в карьере Березники. Они заключают редкие прослои доломитовых желтых, пятнистых глин. В известняках встречаются водорослевые образования, подобные тем, что наблюдались по скв. 6. Породы с водорослями отмечены также и в обнажении по р. Выми, ниже Сереговского курорта. По-видимому, отсюда происходят остатки водорослей *Mala-costroma timanicum*, послужившие И. Е. Худяеву (1931б) основанием для отнесения вмещающих пород к верхнему карбону.

Э. А. Кальберг (1953 г.), изучавшая разрез перми Серегова, по сходству пород, описанных в обнажениях и скважинах, и по одинаковому их положению в разрезе считает их разновозрастными.

Сереговский разрез нижней перми по типу слагающих его отложений близок сакмарской доломитовой толще Севера, с которой его, вероятно, и следует сопоставлять. В этом случае отсутствие в нем галогенной толщи артинско-кунгурского возраста, при наличии ее в двух близлежащих районах — Яренске и Синдоре, следует, видимо, объяснять обособленным структурным положением Сереговского района в конце нижнепермской эпохи, о чем подробнее будет сказано ниже.

Не выяснен вопрос о возрасте каменной соли, слагающей ядро Сереговской структуры, и мощной надсолевой глинистой толщи. Существует два мнения. Е. М. Люткевич (1955) считает сереговскую соль нижепермской. Надсолевая толща им рассматривается как уфимская свита, сильно измененная под влиянием прорвавших ее диабазов. Более древний, предположительно девонский возраст приписывают сереговской соли Э. А. Кальберг (1953 г.) и Н. А. Пахтусова (1957). Кепрок ими рассматривается как остаточное от выщелачивания каменной соли образование. Прямыми доказательствами названные авторы не располагают, все их заключения строятся на основании косвенных данных и общих геологических соображений. Ввиду тесной связи солевого массива и кепрока вопрос об их возрасте целесообразнее рассмотреть совместно и более уже не касаться его.

Сереговский соляной купол, вскрытый на мощность 350 м, сложен галитом, в котором местами заключены обломки доломита, песчаника, мергеля и прослой фиолетовой и красной глины. Кепрок слагают брекчиевидные фиолетовые глины, заключающие отдельные обломки и брекчии из обломков доломитов, песчаников и мергелей. Мощность кепрока колеблется от 216 до 421 м на своде купола и возрастает до 510 м на его склонах.

Возражения против признания за кепроком пермского возраста сводятся к следующему.

1. Породы кепрока резко отличаются от всех пермских пород, с которыми они скорее всего соприкасаются по тектоническому контакту. Постепенных переходов от пород кепрока к пермским отложениям не наблюдается. Напротив, все известные по скважинам тектонические и стратиграфические соотношения кепрока и пермских пород исключают возможность такого перехода (Кальберг, 1953 г.). Также и среди обломков, заключенных в кепроке, не встречено пород несомненно пермского возраста.

2. По данным Э. А. Кальберг, минеральный комплекс, свойственный кепроку, руководящим минералом которого является циркон, резко отличается от гранат-эпидотовой ассоциации, характерной для пермских отложений.

3. Породы, образующие кепрок, как по петрографическому, так и по минеральному составу идентичны тем, которые встречаются в виде прослоев или обломков в соляном штоке. Поэтому правильнее считать кепрок за остаточное образование, возникшее в результате постепенного выщелачивания соли в верхней части купола, по мере роста последнего и достижения им горизонтов грунтовых вод. Возможно, что этот процесс в небольшой мере усложнялся захватом вмещающих пород.

Следующие данные противоречат допущению нижепермского возраста сереговской соли.

1. В нижней перми Сереговской структуры отсутствуют галогенные фации, с которыми обычно парагенетически связаны соли.

2. Мощность соляного штока по данным сейсморазведки оценивается примерно в 600—700 м. При такой мощности соляной купол в своих нижних частях должен контактировать с отложениями, более древними, чем пермские, ввиду чего последние и нельзя считать за первичносолевмещающие¹.

3. Одни только пермские и триасовые отложения не могли своей массой оказать изостатическое давление, достаточное для выжимания соляного массива указанной мощности.

¹ В 1960 г. Коми-Ненецким геологическим управлением на Сереговской структуре пробурена глубокая скважина. Пройдя по соли 1200 м, она не достигла основания соляного купола. Этот факт еще более подкрепляет данный довод.

4. По заключению сотрудников Института галургии Т. В. Мандрыкиной и Т. К. Айдарова (1952 г.), изучавших химический состав сереговских солей, последние отличаются от пермских солей Сухонского соленосного бассейна, а также Индерского и Соликамских месторождений иной ассоциацией микроэлементов. Так, в сереговских солях постоянно присутствует бром, чуждый пермским солям, и отсутствует медь, неизменно сопутствующая последним.

Девонский возраст сереговских солей можно предполагать, исходя из следующих дополнительных соображений.

1. Кроме пермских отложений, в пределах Тимана галогенные фации встречаются только в образованиях девона.

2. Микрохимический состав сереговских солей, по заключению вышеуказанных авторов, довольно близок таковому белорусских соляных месторождений девонского возраста.

Близкие по составу сереговским, нижнепермские отложения обнажаются в бассейне среднего и верхнего течения р. Выми. Здесь нижнюю пермь в основании слагают серые кавернозные немые доломиты, заключающие линзы и пропластки гипса. На них лежат серые глинистые известняки и доломиты с прослоями красных и пестрых глин. В верхах залегают желтовато-белые мергелистые и светло-серые известняки с прослоями и линзами гипса.

В верхнем течении р. Выми, в 1,5 и 9 км выше устья р. Чисвы и в некоторых других пунктах, имеются выходы гипсов, залегающих стратиграфически выше доломитов и представляющих собой, по-видимому, аналоги галогенной толщи Севера.

Мощность нижней перми в бассейне р. Выми непостоянна. В верховьях этой реки и по р. Ворыкве она равна 60—70 м, а в среднем течении ее и по р. Иолве достигает 200—250 м (Воллосович, 1934, 1944).

В районе оз. Синдорского нижняя пермь, частично вскрытая рядом скважин, ни одной из них не пересечена целиком. Скважина 1 в интервале 246—323 м, ниже уфимских красноцветов, встретила толщу сплошных ангидритов вскрытой мощностью 77 м, заключающих редкие прослойки доломита или доломитизированного известняка и коричневой глины.

Своеобразный разрез нижней перми известен из района Больших Порогов, где наряду с ангидритами и доломитами большую роль играют песчаники. До настоящего времени не существует единой стратиграфической разбивки этого разреза. Так, И. Г. Добрынин, впервые описавший его, ниже глинистой красноцветной толщи (уфимской) выделял в интервале 176,8—582,7 м гипсово-доломитовую толщу, проводя границу ее с верхним карбоном ниже интервала 541—549 м, в котором были встречены (*Pseudofusulina* ex gr. *verneuli* Moell. и *Ps. anderssoni* Schellw. (Добрынин, 1941 г.).

Д. М. Раузер-Черноусовой и В. П. Бархатовой предполагается выпадение из Большепорожского разреза отложений верхнего карбона. Всю мощную толщу однообразного переслаивания ангидритов, доломитов и песчаников, которая залегают на среднем карбоне в интервале 350—702 м, эти авторы считают нижнепермской. Часть разреза, залегающую выше, в интервале 350—176,8 м (т. е. до нижней границы уфимской свиты в разбивке И. Г. Добрынина), В. П. Бархатова присоединяет к уфимскому ярусу.

Такая трактовка возраста описываемых отложений представляется наиболее оправданной. При этом, по-видимому, нижнюю границу уфимского яруса следует поднять до глубины 321 м, так как с этого уровня (и ниже) в разрезе ангидриты получают резкое преобладание над доло-

митами и песчаниками, а глины, столь характерные для уфимской толщи, вовсе из него исчезают.

В этом случае разрез уфимского яруса будет ограничен интервалом 321—7,4 м. Часть разреза, располагающаяся на глубине 350—321 м, представленная в основном доломитами и ангидритами, т. е. по составу схожая с нижележащей гипсово-доломитовой толщей, должна относиться уже к последней. В принятых границах (т. е. в интервале 321—702 м) нижняя пермь представлена переслаиванием пачек ангидритов мощностью от 4 до 47 м, заключающих прослой серых доломитов и песчаников, пачками чередования ангидритов и доломитов мощностью 8—18 м, а также пачками переслаивания ангидритов, доломитов и песчаников в 10—24 м. Кроме того, обособляются два горизонта сплошных доломитов мощностью 4 и 16 м и один — серых кавернозных песчаников мощностью около 15 м.

Ангидриты имеют серовато-голубой, синевато-серый и серый цвет, а доломиты и песчаники — серый. Характерно засоление пород (преимущественно песчаных), определяемое в основном на вкус. Каменная соль, кроме того, наблюдалась и макроскопически по тонким трещинам в породах.

Как видно из характеристики приведенных основных разрезов нижнепермских отложений западного склона Тимана, сопоставление их друг с другом, а также с разрезами области Севера весьма затруднительны ввиду значительной изменчивости состава притиманской нижней перми.

Действительно, в Больших Порогах нижняя пермь выражена мощной толщей перемежающихся ангидритов, доломитов и песчаников. В бассейне нижнего и среднего течения р. Выми, включая и район Серогова, нижнюю пермь в основном слагают доломиты и известняки, вверху гипсоносные. В верховьях же р. Выми аналогичная доломитовая толща перекрывается толщей гипсов, вероятно, значительно меньшей, чем в разрезах Севера, мощности. В районе Синдорского озера верхи нижнепермского разреза почти нацело слагают ангидриты мощностью свыше 77 м. И, наконец, в пределах Кельтменского вала сакмарские и артинские отложения выражены морскими карбонатными образованиями, а кунгурский ярус — толщей переслаивания ангидритов, доломитов и глин (вверху), при явном преобладании первых двух.

При такой разнохарактерности разрезов и при отсутствии надежных критериев для их корреляции всякие попытки произвести ее неизбежно сталкиваются с большими трудностями. Можно считать, что в области Юго-Западного Притиманья имеются два типа разрезов нижней перми. Первый из них можно условно выделить под названием Вымско-Синдорского, а второй — Кельтменского.

Строение Вымско-Синдорского разреза близко северным разрезам. Его верхнюю часть, как и на севере, слагает галогенная толща (район Синдора и верховьев р. Выми), а нижнюю — карбонатная (нижнее и среднее течение р. Выми). Фактическое отсутствие галогенной толщи в бассейне среднего течения и низовьев р. Выми можно объяснить причинами местного характера, в частности тем, что эти площади во время отложения в прилегающих районах галогенных осадков представляли собой области сноса.

Если проследить стратиграфический разрез вымско-синдорского типа выше, то оказывается, что верхнюю пермь в нем слагают толща уфимских красноцветов, морские отложения казанского возраста и татарские пестроцветы, которые фациально довольно близки синхроничным подразделениям верхней перми области Севера.

Кельтменский тип разреза нижней перми отличается от вымско-синдорского присутствием морских карбонатных фаций в нижней его части и уменьшением роли галогенных — в верхней. Еще более резко отлична здесь верхняя пермь, выраженная мощной толщей терригенных пород, среди которых, несомненно, отсутствуют морские осадки казанского возраста, а возможно, казанских и татарских отложений и совсем нет, как утверждают В. П. Бархатова и Н. П. Кашеварова (1957).

Обособленное положение занимает Большепорожский разрез, синхронизация которого с другими разрезами Притиманья является задачей будущих исследований.

Малая изученность нижнепермских отложений в Юго-Западном Притиманье затрудняет попытки восстановить картину условий осадконакопления, господствовавших здесь в эпоху нижней перми. Несомненно, что эти условия были очень сложны и разнообразны в разных частях этой области. Так, на севере и западе Притиманья (бассейн рек Выми и Весляны) в течение всей нижнепермской эпохи, по-видимому, имели место ненормальные условия солевого режима, которые обусловили осаждение преимущественно доломитов в первую половину эпохи и ангидритов — во вторую. Образование последних, как уже упоминалось, вероятно, шло здесь не повсеместно, прерываясь на структурных поднятиях, подобных Сереговскому (низовья р. Выми) или Обдорскому — менее резко выраженному по амплитуде, но несравнимо более значительному, чем Сереговское, по площади распространения.

Южнее и восточнее палеогеографическая обстановка была существенно иной. Так, своеобразные условия осадконакопления можно предполагать для района Больших Порогов, куда усиленно сносился терригенный материал, вероятно, с Тимана, что запечатлелось в разрезе в виде большого количества пластов песчаных пород, разделяющих ангидриты и доломиты. В настоящее время трудно подыскать объяснение подобной локализации условий осадкообразования в этом районе, тем более, что к юго-востоку от него, в бассейне р. Кельтмы, большой отрезок нижнепермской эпохи характеризовался нормальными морскими условиями, в которых шло отложение карбонатных органогенно-обломочных пород, изобилующих многочисленной и разнообразной фауной. Только в кунгуре здесь морская среда сменилась на лагунную.

Полезные ископаемые, связанные с нижнепермскими отложениями Юго-Западного Притиманья, изучены слабо. Сереговский солеваяреный завод эксплуатирует рассолы, заключенные в доломитах сакмарского возраста. В качестве строительных материалов могут использоваться местной промышленностью карбонатные породы и гипсы нижней перми в бассейне р. Выми.

Верхний отдел

Север Русской платформы

Уфимский ярус

Уфимская толща в настоящем разделе рассматривается в составе верхнего отдела перми условно, поскольку вопрос об ее возрасте и стратиграфическом значении как самостоятельного яруса до сих пор остается дискуссионным. Так работами исследователей Второго Баку и Приуралья установлено трансгрессивное залегание уфимской толщи на отложениях нижней перми, что и принимается за доказательство более молодого ее возраста, чем нижнепермский (Чепиков, 1948; Макарова, 1956). Исследованиями последних лет в области Восточного Притиманья и в бассейне Верхней Печоры доказывается самостоя-

тельность уфимского яруса и принадлежность его к верхней перми на основании палеонтологических данных (Бархатова и Кашеварова, 1957).

С другой стороны, на Севере Русской платформы (бассейн р. Мезени) известны материалы, которые скорее говорят против стратиграфической самостоятельности уфимской толщи и за тесную ее связь с артинско-кунгурскими отложениями, что, однако, палеонтологически не обосновано.

Уфимские отложения представлены толщей большей частью немых терригенных огипсованных красноцветных пород, мощность которых в области Севера меняется от долей метра до 86 м, а в Юго-Западном Притиманье достигает 300 м и иногда более.

Нижняя граница яруса в случаях его залегания на галогенных отложениях артинско-кунгурского возраста, т. е. в большинстве разрезов, нечеткая. Она обычно выражена зоной переслаивания обломочных и галогенных пород. Наоборот, эта граница резко отчетлива при трансгрессивном залегании уфимских отложений на сакмарских, что наблюдается в районах сел Чарозеро, Устье и г. Кириллова.

Верхняя граница яруса четко определяется по резкой смене уфимских немых гипсоносных красноцветных пород на сероцветные, охарактеризованные морской фауной казанского возраста. Местами эта граница сопровождается разрывом.

Наиболее полный разрез уфимской толщи вскрывается по р. Пинеге, на отрезке от деревень Кулогоры и Марьиной Гора до д. Юбра. Хорошие ее обнажения были неоднократно описаны по р. Северной Двине у деревень Слуды, Репаново, в устье р. Шеньги и выше устья р. Пянды, а также по двинским притокам Моржевке и Пянде. К северу от пинежских выходов уфимские отложения обнажаются по рекам Кулою, Лаке, Сояне и др. К юго-западу от двинских разрезов выходы отложений уфимского яруса неизвестны, но распространение их здесь устанавливается по небольшому числу искусственных обнажений. Так, они отмечены в колодце близ устья р. Еменьги — притока р. Моши. Бесспорно уфимскими можно считать красные глинистые пески, вскрытые колодцем на р. Марьюге, к востоку от дер. Ребовой, а также песчано-глинистые красноцветы, пересеченные Чарозерской, Устьинской и Кирилловскими скважинами под морскими отложениями казанского возраста.

Еще недавно считали, что уфимские отложения протягиваются и южнее г. Кириллова, в бассейны рек Суды и Мологи (Артемьев, 1936; Люткевич, 1936, 1955). Однако в последнее время бурением доказано, что в районе Череповца и в бассейне рек Суды и Андоги на верхнем карбоне залегают песчаные загипсованные образования не уфимского, а татарского возраста (Е. И. Хавин, 1961 г.). По-видимому, и далее на юг (по р. Мологе) развиты только татарские пестроцветы.

По скважинам наиболее полно уфимские красноцветы изучены в бассейнах рек Кулоя, Мезени, Пинегы, Северной Двины, Сухоны, Яренги (табл. 12).

В Юго-Западном Притиманье уфимские отложения обнажаются по рекам Елве, Обдору, Выми, Весляне и Коин, прорезающим их в периферийных частях Обдорской структуры. Наиболее восточные выходы яруса здесь отмечены по р. Воли. Кроме того, описываемые отложения вскрываются в сводах антиклинальных структур: Большепорожской, Синдорской, Веслянской, Ропчинской. В районе Больших Порогов и оз. Синдорского они пересечены скважинами. Только с помощью скважин изучена уфимская толща в районе Сереговских дислокаций.

Глубина залегания и мощность уфимских отложений

Скважины, их авторский номер	Альtitуда	Глубина залегания в м		Мощность в м
		кровли	подошвы	
Бобровская (1)	24,10	119,46	180,50	> 61
Мезенская (2)	11,46	167,65	232,15	64,50
Соянская (3)	6,79	12,25	96,37	84,00
Малоручейская (10)	19,01	19,20	80,60	> 61,40
Горшковская (11)	13,86	10,88	65,60	> 54
Карпогорская	45,00	93,75	161,00	67,3
Березниковская	36,00	32,35	59,50	27,00
Нижнетоемская (1)	27,15	296,58	334,50	38,00
Заворотненская (3)	78,80	344,34	384,42	40,00
Каменноприлуцкая (5)	33,70	257,18	313,07	56,00
Шошельская (10)	51,20	227,38	282,17	55,00
Чарозерская	150,00	49,15	52,90	3,70
Устьинская	144,2	85,75	85,95	0,20
Кирилловская (у д. Васильево)	160,46	76,50	81,70	5,20
Яренская (1—Р)	67,38	599,75	685,50	86,00
Сольвычегодская	48 ?	483,80	549,80	66,00
Коряжемская	47,95	460,10	523,32	63,00
Востринская (1)	81,7	199,00	215,85	17,00
Бобровская (3)	80,3	175,90	189,61	14,00
Занаволооченская (4)	118,02	203,11	209,34	6,00
Шангальская	61,47	209,11	229,81	20,70
Солигаличская (1—Р)	143,70	74,00	98,50	24,00
Шарьинская (1—Р)	114,30	525,85	545,20	19,00
Опаринская (1—Р)	152,70	779,78	817,18 или 789,78 ?	37 или 10 ?
Сереговская				54—72
Синдорская (1)	122,60	54,20	246,50	192,00
Большепорожская	90,90	7,40	321,00	314,00

Бурением установлено, что уфимские отложения на их погружении, с запада на восток от выхода на поверхность, имеют повсеместное распространение, за исключением небольших приподнятых участков.

Вопрос о присутствии уфимских отложений в пределах Кельтменского вала, расположенного в южной части Юго-Западного Притиманья, является дискуссионным. Здесь на достоверно установленном кунгуре залегает мощная (до 500 м) преимущественно терригенная толща, подразделяемая Н. Н. Ростовцевым на 8 слоев (снизу вверх): дозмерские, кушманские, кирдовские, жежимские, донские, усть-куломские, кужбинские и керчемские. Из них первые три суммарной мощностью около 150 м, выраженные сероцветными глинами и нефтеносными песчаниками с прослоями известняков и доломитов, относятся Н. Н. Ростовцевым к казанскому ярусу. Жежимские, донские и усть-куломские слои общей мощностью около 100 м, представленные соответственно брекчиевидными доломитами, красноцветными и серыми глинами и известняками и красными глинами и песчаниками, считаются Н. Н. Ростовцевым татарскими. И, наконец, кужбинские и керчемские слои мощностью около 150 м, сложенные первые—красноцветными песчаниками, глинами и мергелями с линзами галечника и конгломерата, а вторые—красноцветными известняками, мергелями и глинами, оставлены этим автором в составе верхней перми условно.

Приведенный разрез во многом схож с разрезами мощной надкунгурской терригенной толщи, развитой в области Юго-Восточного При-

тиманья и бассейна Верхней Печоры, и так как взгляд на стратиграфию верхней перми этих районов в настоящее время изменился, то изменения в стратиграфической схеме ее деления касаются и Кельтменского района.

Терригенная толща, покрывающая в Припечорье отложения кунгура, до недавнего времени рассматривалась большинством исследователей как аналог уфимских и казанских отложений. В настоящее время В. П. Бархатова и Н. П. Кашеварова эту толщу целиком относят к уфимскому ярусу верхней перми, обосновывая это особым комплексом остракод уфимского возраста, содержащимся в этой толще. Принадлежность толщи к верхней, а не к нижней перми указанные авторы пытаются доказать материалами по остаткам позвоночных и палинологическими данными. Вся надкунгурская толща Кельтменского района этими авторами также считается уфимской.

Прямо противоположного мнения придерживается Е. М. Люткевич, который утверждает, что в пределах Кельтменского вала, как и во всей области Восточного Притиманья и Припечорья, уфимские отложения полностью отсутствуют, а терригенная толща здесь является эквивалентом казанского и татарского ярусов.

И, наконец, в последнее время Н. Н. Форшем и А. И. Зоричевой высказано предположение о том, что кужбинские и керчемские слои могут представлять собой отложения казанского яруса, являющиеся аналогом тиманской красноцветной фации Синдорского разреза.

Такие противоречивые воззрения на возраст рассматриваемой толщи заставляют считать вопрос о нем нерешенным и требующим дальнейшего изучения.

Характер литологического состава уфимского яруса в общих чертах сохраняется на всем пространстве Севера и Юго-Западного Притиманья, претерпевая некоторые изменения лишь в отдельных разрезах последнего. В бассейне рек Мезени и Сояны уфимскую толщу мощностью 65—84 м слагают красные, различных оттенков, огипсованные алевролиты. Кроме общей загипсованности пород, в них имеются включения и гнезда гипсов и ангидритов. Гипсовые прослои редки и мало мощны. Характерна некоторая карбонатность мезенских разрезов. Так, среди алевролитов местами заключены красноцветные мергели, иногда образующие пачки мощностью до 23 м. Кроме того, встречено несколько прослоев серого и пестрого известняка мощностью 0,5—2,4 м, доломита и серого мергеля (скважины в с. Горшке, на р. Бобровке, обнажения по р. Сояне). В Малоручейской скважине в прослое серого мергеля обнаружена фауна мелких сильнодеформированных брахиопод, среди которых М. В. Куликовым были определены: *Athyris (Cleiotiridina) pectinifera* Sow., *A. cf. semiconcava* Waag. (Маркин, 1950 г.). Присутствие здесь этих форм требует специального исследования, так как такой комплекс фауны обычен для казанских отложений.

Характер нижнего контакта уфимских отложений в мезенских разрезах очень нечеток. Так, в Соянской скважине ниже толщи сплошных красноцветов мощностью 84 м следует толща в 45 м, не вскрытая полностью, по составу переходная между артинско-кунгурским и уфимским ярусами. В кровле ее лежит гипс мощностью 5 м, а ниже — пачка переслаивания гипса и красноцветного мергеля мощностью 14 м и пласт гипса толщиной около 11 м; под гипсом залегает горизонт коричневатокрасных песков или песчаников (шлам) мощностью около 15 м.

По преобладающему составу пород эту толщу следовало бы отнести к уфимскому ярусу. Однако в этом случае мощность последнего превысила бы 130 м, тогда как в соседней Малоручейской скважине, рас-

положенной западнее всего лишь в 20 км, мощность яруса не должна превышать 70—80 м (рис. 62). Такое возрастание мощности необъяснимо, если признавать за переходной толщей уфимский возраст, и просто объясняется, если предположить возможность замещения галогенных отложений нижней перми уфимскими красноцветами.

Такое предположение было высказано Я. Д. Зеккелем (1939а) и В. В. Маркиным (1950 г.). Ими установлено, что к северу от рек Пинеги и Полты, в бассейне рек Лаки и Сояны, полоса выходов нижнепермской гипсово-доломитовой толщи резко сужается, а уфимской — расширяется. Это происходит, по их мнению, за счет уменьшения гипсово-доломитовой толщи (вследствие выпадения из ее разреза галогенной части) и одновременного увеличения мощности уфимской толщи в связи с их взаимозамещением. Об этом же говорят результаты электрозондирования по профилю мезенских скважин, установившего здесь переход терригенных уфимских пород в галогенные нижнепермские.

Если к тому же учесть, что из всех известных на Севере разрезов наименьшие мощности галогенных отложений и наибольшие уфимских (в области неглубокого их залегания) фиксируются именно в Мезенском районе, то возможность такого замещения становится еще более допустимой. Наблюдаемая повсеместно на Севере тесная фациальная связь артинско-кунгурских и уфимских отложений также косвенно может свидетельствовать за стратиграфическое их замещение.

Приведенные факты недостаточны для категорического утверждения о принадлежности уфимской толщи Севера к нижней перми, однако они вынуждают также очень осторожно говорить о возможном верхнепермском ее возрасте. Не исключено, что за уфимские красноцветы здесь ошибочно принимаются разновозрастные (т. е. кунгурские и казанские) отложения.

В направлении к югу от района Мезени наблюдается полное исчезновение карбонатных прослоев в уфимской толще и возрастание ее гипсоносности. В Карпогорах и Березниках весь разрез уфимских отложений мощностью соответственно 67 и 27 м представлен желтоватозелеными и коричнево-красными сильно огипсованными песчаниками, а в обнажениях по р. Пинеге, кроме того, и оранжевыми песками. В бассейне р. Нижней Тоймы уфимскую толщу мощностью 40—56 м слагают красноцветные алевролиты, заключающие редкие прослои красно-бурых песчаников и красных глин. Участками здесь наблюдается переслаивание алевролитов и глин. Толща гипсоносна. К юго-западу от тоемских разрезов, в Коноше, уфимские отложения, видимо, вообще отсутствуют. Отнесенные Н. А. Пахтусовой (1950 г.) к уфимскому ярусу верхи доказанского разреза, представленные гипсами, с редкими тонкими прослоями красных глин, по всей вероятности, еще принадлежат галогенной толще нижней перми. К юго-западу от Коноши, в Чарозере, уфимские отложения мощностью около 4 м выражены переслаивающимися красноцветными огипсованными глинами и алевролитами. Еще южнее — в Кириллове — разрез наибольшей мощностью 5 м слагают красные огипсованные глины. И в Чарозерском и в Кирилловском разрезах уфимские красноцветы трансгрессивно ложатся на сакмарские доломиты, а покрываются казанскими отложениями.

В направлении падения пород к востоку от приведенных выше разрезов краевой зоны их распространения, тип уфимских отложений и их мощность (60—66 м) сохраняются в районе Котласа, Сольвычегодска и Коряжмы. В Котласском разрезе — это красноцветные огипсованные алевролиты, а в Сольвычегодском и Коряжемском — красноцветные песчаники сильно огипсованные. К югу от этих скважин, в Опа-

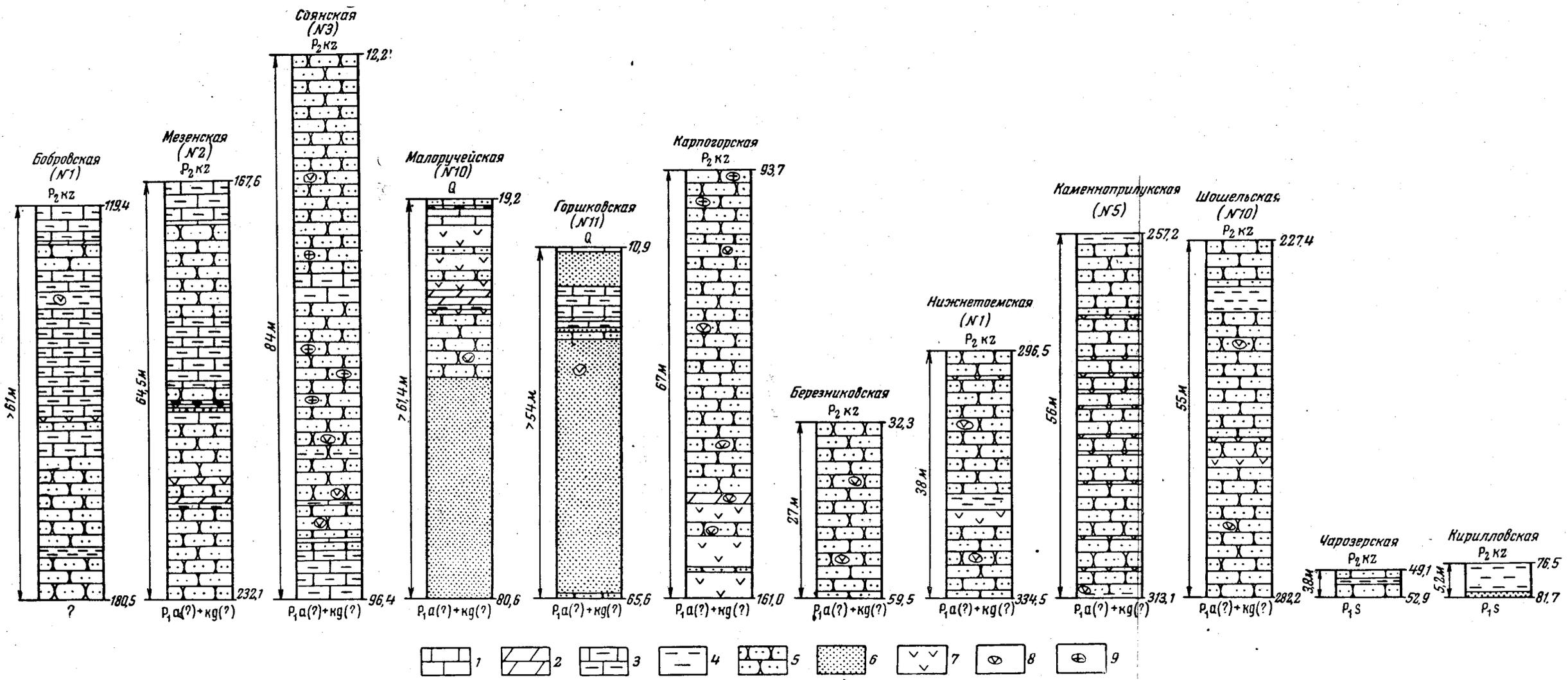


Рис. 62. Отложения уфимского яруса по разрезам скважин

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — песчаники мелкозернистые и алевроиты; 6 — пески мелкозернистые и алевроиты; 7 — гипсы; 8 — включения гипса и ангидрита; 9 — включения соли

рино, мощность уфимских отложений, выраженных сильно огипсованными глинами, сокращается до 37 м, а может быть, и до 10 м, если 27 м низов разреза, представленных в основном гипсами, отнести к нижней перми. В Шангалах впервые наблюдается изменение окраски и частично состава уфимских пород. Здесь, в верхней половине разреза мощностью около 11 м наблюдаются зеленовато-серые сильно огипсованные песчаники, а в нижней мощностью около 10 м — гипсы с прослоями красных алевролитов (рис. 63).

Исключительно сильная огипсованность уфимских отложений отмечается в центральной части Сухонского вала, где их мощность колеблется от 6 до 17 м (по скважинам в селах Занаволочье и Востром). Здесь терригенные породы, представленные красноцветными и зеленоцветными глинами и алевролитами, подчинены гипсам и ангидритам.

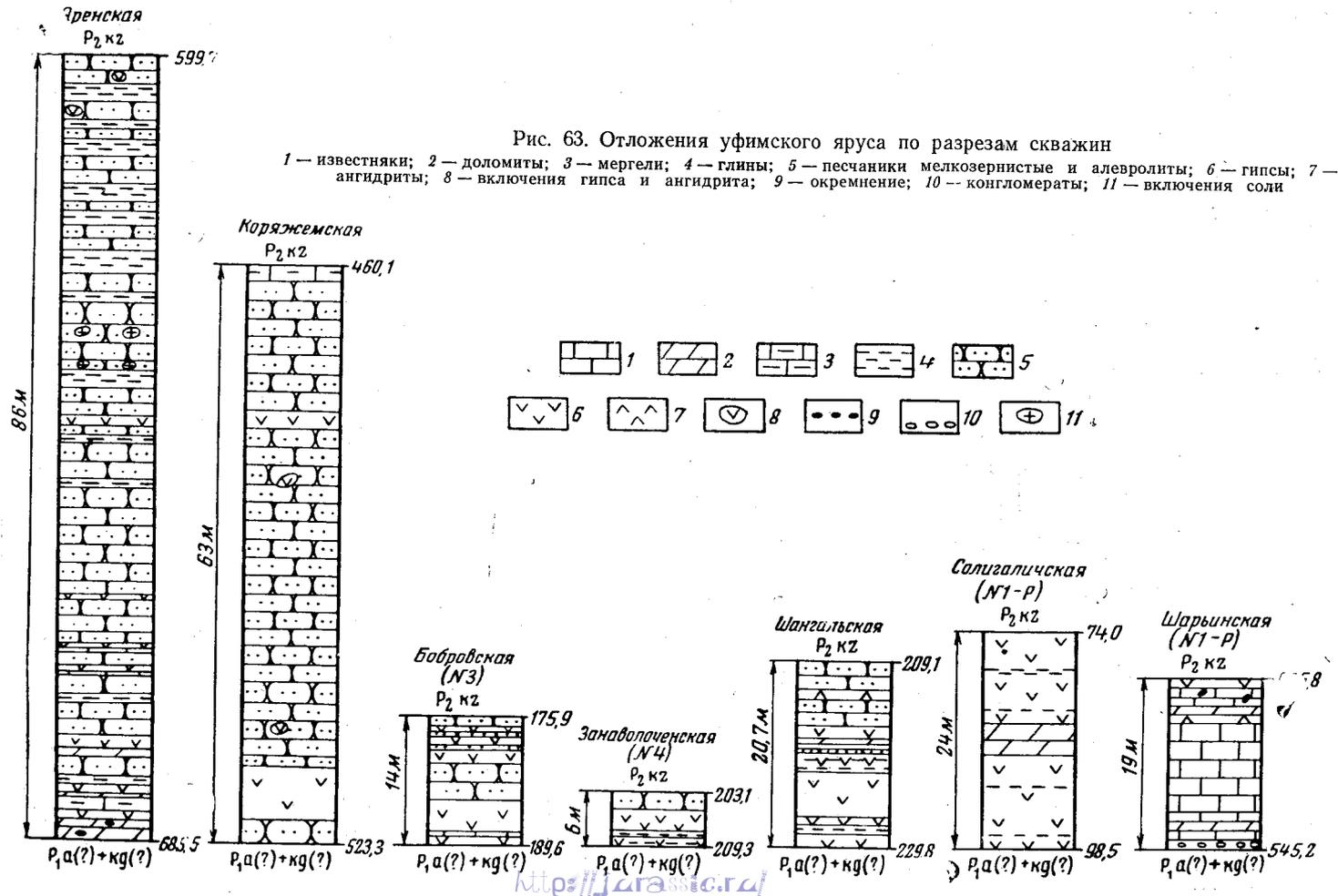
В районе Вологды, Любима и к западу от Вологды уфимские отложения отсутствуют. К юго-востоку от Вологды и Любима уфимские отложения наблюдаются в Солигаличе и Шарье. При этом в Солигаличе доминирующими в разрезе, имеющем мощность 24 м, становятся гипсы. Им подчинены тонкие прослой зеленовато-серых, коричневых и пестрых глин и один пласт доломита толщиной 3,5 м. Своеобразной фацией выражены уфимские отложения в Шарье, где их разрез мощностью 19 м представлен известняками, в том числе брекчиевидными и конгломератовидными. В их основании залегает конгломерат (Макарова, 1957).

Ближе к области Юго-Западного Притиманья, в пределах той же Московской синеклизы (в Яренске), наряду с увеличением мощности уфимского яруса до 86 м наблюдается изменение его состава: помимо обычных для яруса красноцветных алевролитов и глин, здесь в разрезе появляются полимиктовые розовато-серые песчаники, красновато-коричневые мергели и тонкие прослой известняков и доломита. Породы огипсованы, гипс местами слагает тонкие пропластки (Зоричева, 1954 г.).

В Юго-Западном Притиманье уфимские отложения по сравнению с северной областью характеризуются значительно большей пестротой состава и большими мощностями.

В пределах полосы уфимских отложений, опоясывающей Обдорскую антиклиналь, эти отложения (как и на Севере) представлены серией мощностью 40—45 м красноцветных глин и песчаников с прослоями мергелей и конкреционных известняков. В верховьях р. Выми и нижнем течении р. Ворыквы в этих отложениях Д. Ф. Масленниковым и К. К. Воллосовичем была обнаружена фауна: *Antracosia* cf. *carbonifera* Вг., *Najadites subcastor* Amal., *N. convexocarinata* Netsch., *N. castor* Eichw., *Oligodon* aff. *latus* Netsch.

К юго-востоку от этого района наблюдается резкое возрастание мощности уфимских отложений и увеличение степени их карбонатности и огипсованности. Так, по Большепорожской скважине мощность уфимского яруса составляет 314 м (интервал залегания 7,4—321 м). В верхней половине (в интервале 7,4—176,8 м) присутствуют красные, разных оттенков, плотные глины с включениями и линзами зеленовато-серых песчаников и алевролитов, и с прослоями серовато-бурых песчаников. Кроме того, здесь встречен слой серого мергеля мощностью около 9 м и пласт темно-серого песчанисто-глинистого известняка мощностью 4 м. Породы огипсованы в низах. В прослое органогенного известняка на глубине 158 м найдена *Backewellia* sp., возможно указывающая на кунгурский возраст вмещающих пород (Зоричева, 1956).



В нижней половине (в интервале 176,8—321 м), которая большинством геологов относилась к нижнепермской гипсово-доломитовой толще, наблюдается переслаивание крупных (до 36 м) пачек доломитизированных известняков, реже — мергеля и доломита серой окраски с менее мощными (до 10 м) пачками красных и серых глин и слоями серых мелкозернистых песчаников, сильно огипсованных, а местами и засоленных. Отмечены тонкие прослой гипса и ангидрита. В основании описываемой толщи, в интервале 293—321 м, залегает пачка светло-серых и серых, местами оолитовых, окремненных кавернозных огипсованных известняков. Среди них заключен слой мощностью 8 м серого известкового песчаника.

Принадлежность верхней, довольно однородной глинистой части описываемого разреза к уфимскому ярусу не вызывает сомнений. Нижняя же часть, более пестрая по составу и являющаяся как бы переходной, по возрасту может быть уфимской, или принадлежать гипсово-доломитовой толще. Логичнее присоединить ее к уфимскому ярусу на том основании, что в отличие от гипсово-доломитовой толщи она заключает в верхней своей половине крупные глинистые прослой и в целом является несравнимо менее загипсованной. По этим же признакам она сближается с уфимским ярусом.

В районе Синдорского озера мощность уфимского яруса определяется Д. М. Ракиным в 184 м. Судя по сводному разрезу (по всем пробуренным скважинам), уфимскую толщу здесь слагают в основном красные и коричневые глины, заключающие прослой красных, коричневых, серых и зеленовато-серых мергелей. Встречаются редкие пропластки серого известняка. В основании разреза на гипсово-доломитовой толще залегает пачка мощностью около 36 м сероцветных глин и песчаников, в средней части которой лежит горизонт серых известняков и мергелей, с прослоями песчаников.

В Синдорской скв. 1 к уфимскому ярусу следует отнести существенно терригенную толщу мощностью 192 м (в интервале 54—246,5 м). До глубины 173,8 м она представлена переслаиванием коричневых, серых и редко пестрых глин, серых мергелей и песчаников. В интервале 173,8—224,8 м при том же составе окраска пород становится однотонно серой.

Д. М. Ракиным (1944 г.) нижняя граница уфимской толщи в этом разрезе проводилась на глубине 224,8 м. Более обоснованным представляется понизить эту границу до глубины 246,5 м и, следовательно, отнести к уфимскому ярусу также и пачку мощностью около 22 м белых доломитов, заключающих прослой темно-серых глин, а в низах — и песчаника. В этом случае разрез гипсово-доломитовой толщи будет кончатся ангидритами. По всей вероятности, описанную карбонатную пачку можно сопоставлять с переходной толщей разреза Больших Порогов, которую правильнее также относить к уфимскому ярусу.

В нижнем течении р. Выми уфимские отложения вскрыты на периклинах Сереговской структуры. Здесь они полностью пересечены скв. 6 и 15, а скважины V и Комсомольская вскрыли большую часть их разреза. Уфимский ярус представлен в основном красноцветными песчано-глинистыми породами мощностью (истинной) от 54 (скв. 6) до 72 м (скв. 15). Они залегают на доломитах нижней перми. Верхний их контакт с казанским ярусом очень резкий, местами он выражен слоем конгломератовидных известняков, залегающим в подошве казанских отложений. Приведем описание разреза по скв. 6, вскрывшей уфимские отложения в интервале 129—301 м (по материалам Э. А. Кальберг, 1953 г.). Снизу вверх здесь следуют (мощность дается по керну, при крутых углах падения пород):

1. Алевролит глинисто-доломитовый, серый, с линзами алевролита более светлой окраски (293—301 м)	8 м
2. Глина алевроитовая, сильноизвестковистая красновато-бурая, с переплетающимися прожилками гипса и включениями доломита (239—293 м)	54 "
3. Алевролит красновато-бурый с прослоями доломита; много включений гипса (208—239 м)	31 "
4. Ангидрит серый, с прожилками розового гипса (203—208 м)	5 "
5. Доломит желтовато-серый в переслаивании с зеленовато-серой известковистой глиной. Породы огипсованы, гипс в виде желваков и прожилков (129—203 м)	74 "

В разрезе скв. 15, пересекающей уфимский ярус в интервале 222,7—382 м (истинная мощность 72 м), характер отложений в общем сохраняется. Только здесь в кровле яруса отсутствует пачка серых доломитов, а в основании — пачка терригенных сероцветов. Вместо первых наблюдаются светло-серые плотные глины, а вместо вторых — красновато-коричневые доломиты.

Анализ изменения мощностей уфимских отложений на всей территории приводит к интересным выводам (рис. 64). По простиранию с северо-востока на юго-запад наблюдается постепенное сокращение мощности уфимской толщи от 84 м в Мезени до 4—5 м в Чарозере и Кириллове. Далее к юго-западу, в бассейне р. Суды и в районе г. Устюжны, уфимские отложения полностью выпадают из разреза.

В области погружения уфимской толщи, к юго-востоку от выхода на поверхность, происходит медленное возрастание ее мощности, достигающей в приосевой зоне (районы Котласа, Яренска) 60—86 м. Вместе с тем выделяются и площади поднятий, в пределах которых в уфимское время осадконакопление или вовсе не происходило, или шло замедленно.

Так, отсутствие уфимских отложений в Коноше, видимо, следует связывать с имеющейся здесь локальной структурой доуфимского времени. Это можно предполагать на том основании, что уфимские отложения отмечены к северо-западу (р. Марьюга), юго-западу (села Чарозеро, Устье) и к югу (с. Семенково) от Коноши.

Очень четко намечается на карте изопахит структура Сухонского вала, где зафиксированы самые малые из известных на Севере мощности уфимских отложений (6—17 м).

Из более мелких поднятий заслуживает упоминания Шошельское, существование которого в уфимское время подтверждается сокращением мощности уфимской толщи по скважине в Заворотном, приходящейся, видимо, на максимум этого поднятия, примерно на 16 м по сравнению с прилегающими участками (Пахтусова, 1951 г.). Помимо рассмотренных, в пределах Севера в это время существовали и другие приподнятые участки, как, например, в районе Опарино, где уфимская толща сокращается в мощности до 37 м (10 м?), между тем как на участке Котлас—Коряжма она составляет 60—63 м.

В Юго-Западном Притиманье, в северной его части, мощность уфимских отложений близка их мощности в области Севера (40—45 м). Южнее, в районе Больших Порогов и Синдора, расположенных в области Притиманского прогиба, эти мощности возрастают соответственно до 314 и 192 м. Небольшие, сравнительно с последним районом, мощности уфимских отложений в районе Серегова (54—72 м), по-видимому, обусловлены наличием здесь в доуфимское время локальной структуры, о чем уже было сказано в очерке по нижнепермским отложениям.

Изоляция всей области Севера и Юго-Западного Притиманья в конце нижнепермской эпохи от открытого моря создала условия для накопления континентальных уфимских осадков. На севере как тип

осадков, выраженных гипсоносными красноцветами, так и почти полное отсутствие в них органических остатков говорят за жаркие и пустынные условия.

Несколько более благоприятные для развития органической жизни условия, по-видимому, существовали на крайнем севере рассматриваемой

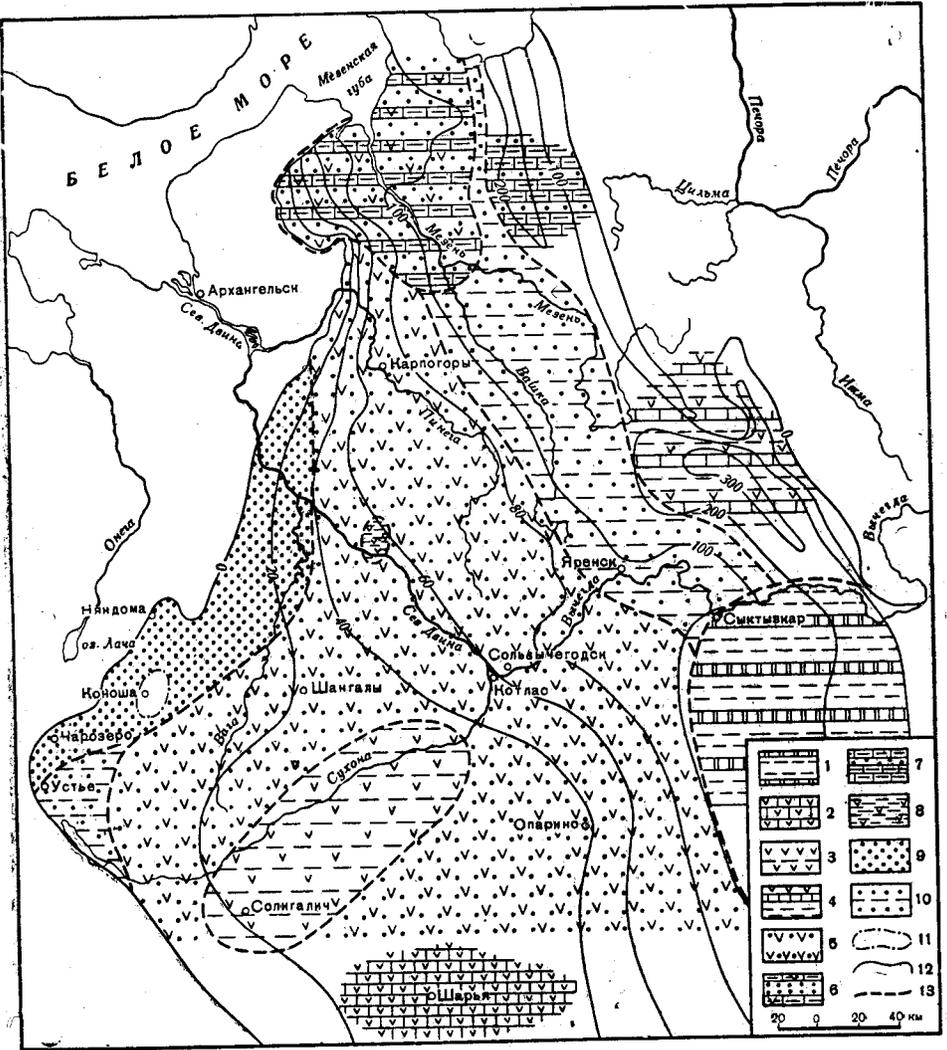


Рис. 64. Карта мощностей и литологического состава. Уфимский ярус (по А. И. Зоричевой и Н. А. Пахтусовой, 1960 г.)

- 1 — переслаивание глин и доломитов; 2 — известняк огипсованный (93%); 3 — гипс с прослоями глин; 4 — переслаивание гипса, известняка и глин; 5 — переслаивание песков с гипсом; 6 — переслаивание песков и огипсованных мергелей; 7 — мергели с прослоями песка; 8 — глины огипсованные; 9 — пески и алевроиты; 10 — пески с прослоями глин; 11 — области сноса; 12 — изопакиты; 13 — границы фаций

мой территории, в бассейне р. Мезени. На это указывает меньшая гипсоносность пород мезенских разрезов, присутствие среди них карбонатных разностей и наличие в последних морской фауны. Быть может, такая обособленность палеогеографической обстановки этого района связана с близостью его к району Канинского грабена, где, по представлениям Е. М. Люткевича, в уфимское время осадкообразование происходило в нормальной морской среде (Люткевич, 1955).

По Юго-Западному Притиманью не имеется геологических данных, достаточных для воссоздания, хотя бы в грубой схеме, палеогеографических условий уфимского времени. Можно лишь предполагать, что эти условия были различными в разных частях западного склона Тимана, а в целом более сложными, чем в области Севера. За это говорят бо́льшая, чем на севере, роль в уфимской толще Притиманья карбонатных пород, более грубозернистый состав песчаных пород, меньшая гипсоносность разрезов, а также значительное возрастание мощностей уфимского яруса.

В уфимское время, видимо, завершалась начавшаяся еще в нижнепермскую эпоху существенная перестройка структурного плана рассматриваемой территории, с формированием поднятий платформенного типа, таких, как Сухонский вал, Опаринский свод и др.

Казанский ярус

Выходы на поверхность отложений казанского яруса, представленных морской фацией, известны на севере в бассейнах рек Кулоя, Пинеги, Северной Двины, в районе Солигаличской структуры и в верхнем течении р. Шексны. Они прослеживаются также в нескольких пунктах на западном склоне Тимана и хорошо обнажены в бассейне среднего течения р. Выми и ее низовьях, в сводовой части Сереговской структуры.

В центральных областях описываемой территории, где казанские отложения залегают под более молодыми образованиями татарского яруса и мезозоя, разрезы их стали известны благодаря значительному количеству пробуренных структурных скважин.

По разрезам скважин мощность яруса определяется в бассейне р. Кулоя до 144 м, в бассейне рек Пинеги и Северной Двины до 85 м и в районе Сухонского вала в 120 м. В краевой западной части мощность уменьшается до 28 м (скважина на ст. Шексна), а в Юго-Западном Притиманье (в бассейне р. Выми) достигает наибольшей величины в 150 м.

Морские казанские отложения представлены преимущественно карбонатными породами (известняки, мергели, доломиты) белой, светло-серой, бурой и желтоватой окраски и только в нижней половине наблюдаются пачки терригенных пород — алевролитов, известковистых песчаников и глин, которые в восточных разрезах преобладают над карбонатными.

Казанский ярус залегает на уфимском ярусе трансгрессивно, нередко с базальным конгломератом в основании (бассейн р. Пинеги), а там, где уфимские отложения выклиниваются, его подстилают отложения верхнекулойской свиты. Верхняя граница с татарским ярусом четкая, особенно в краевой зоне полосы распространения нижнеустьинской свиты, где последняя трансгрессивно налегает на разные горизонты казанского яруса.

Новые материалы, полученные при бурении глубоких скважин, позволили на севере повсеместно разделить казанский ярус на нижнеказанский и верхнеказанский подъярусы, что в свое время было сделано Я. Д. Зеккелем для бассейна рек Мезени и Пинеги и К. К. Воллосовичем для бассейна р. Выми. Однако значительные изменения фациального состава их при удаленности друг от друга опорных разрезов и еще далеко не изученная фауна создают те основные трудности, которые встают при попытке выявить все характерные и специфические особенности ниже- и верхнеказанского времени в северной части Русской платформы. Исходя из этих соображений представляется более целесо-

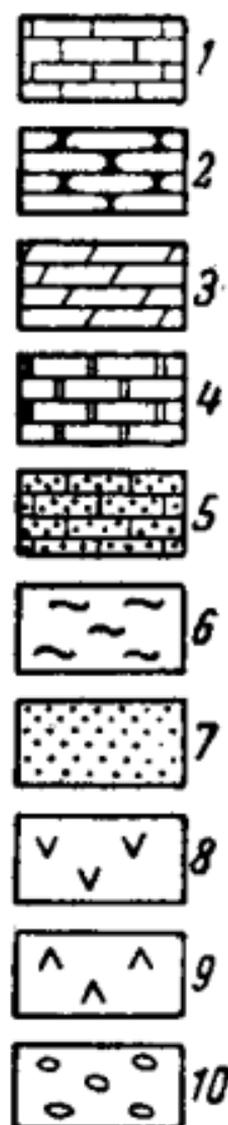
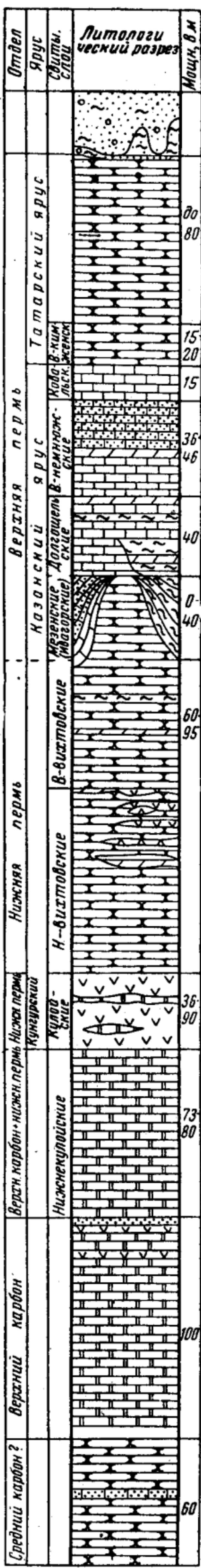


Рис. 65. Сводный стратиграфический разрез нижнего течения рек Мезени и Кулоя (по В. В. Маркину, 1950 г.)

1 — известняки; 2 — алевролиты известковистые; 3 — мергели; 4 — доломиты; 5 — песчаники; 6 — глины; 7 — пески; 8 — гипсы; 9 — ангидриты; 10 — конгломераты

образным приводить описание отложений казанского яруса не по подъярусам, а в целом по естественным районам, для каждого из которых характерен определенный тип разреза.

Бассейн рек Кулоя и Мезени. Выходы казанского яруса в бассейне р. Кулоя и низовьях р. Мезени были изучены Я. Д. Зеккелем (1939б), который, подразделяя казанский ярус на нижнеказанский и верхнеказанский подъярусы, выделил в составе нижнеказанского подъяруса долгощельские слои (с ивагорской фацией) и в составе верхнеказанского подъяруса верхненемюжские и ковальские слои.

В дальнейшем В. В. Маркин (1950 г.) несколько уточнил эту схему, выделив ивагорскую фацию в самостоятельный горизонт — мезенские или ивагорские слои (рис. 65).

Нижнеказанский подъярус. В восточной части района нижнеказанский подъярус имеет мощность до 73—77 м. На западе она уменьшается до 35—40 м за счет выклинивания мезенских, или ивагорских, слоев. Здесь контакт нижнеказанского подъяруса с вихтовской свитой трансгрессивный. Верхняя граница подъяруса определяется несколько выше слоев с массовым развитием спириферовой фауны. Мезенские, или ивагорские, слои вскрыты скважинами в г. Мезени (40 м) и на ст. Бобровка (34 м). Они описаны Я. Д. Зеккелем как ивагорская фация долгощельских слоев в среднем течении р. Сояны в обнажениях Шеймогора, Попова Гора, Ивагора и Холодный ручей.

В разрезах скважин они представлены темно-серыми с зеленоватым оттенком глинами, известковистыми и алевритистыми с тонкослоистой текстурой, которым подчинены прослои серых мергелей и более редко известняков. Среди многочисленной фауны Б. К. Лихаревым определены из брахиопод — *Lingula orientalis* Gol., *Productus (Linoproductus) cancrini* Vern., *Spirifer (Permospirifer) keyzerlingi* Netsch., *Athyris (Cleiotiridina) acutomarginalis* Waag., *Ath. (Cl.) pectinifera* Sow., *Dielasma elongatum* Schl., *Dielasma ellipticum* Netsch. и др.; из пеллеципод — *Schizodus dubiformis* Waag., *Schizodus subobscurus* Lich., *Alula kutorgana* Vern., *Netschajewia globobosa* Netsch., *Nuciela wumensis* Keuz и др. Кроме этой фауны, здесь имеют массовое развитие остракоды.

В верхней части ивагорских слоев здесь была обнаружена редкая находка — остатки аммонита, к сожалению, из-за плохой сохранности не определенного.

Споры и пыльца, обнаруженные в большом количестве, принадлежат кордаитовым и хвойным.

Ивагорские слои, развитые в среднем течении р. Сояны, в основании (так же как в разрезе скважины) содержат темно-серый мергель, который переходит в коричневато-серые известковистые песчаники и зеленовато-серые пески. По р. Лаке пески и песчаники замещаются коричневато-красными песчанистыми мергелями. В мергелях содержится множество растительных остатков, определенных М. А. Залесским (из коллекций Я. Д. Зеккеля): *Pecopteris anthriscifolia* Goerr., *P. attenuata* Zal., *Noeggeratiopsis petschorica* Zal., *Sphenopteris spiculosa* Zal. Среди брахиопод здесь определены: *Lingula orientalis* Gol., *L. credneri* Gein., *Orbiculoidea konincki* Gein., *Rhynchopora geinitziana* Vern., *Productus (Linoproductus) cancrini* Vern.; среди пеллеципод: *Aviculopinna* sp., *Pseudomonotis speluncaria* Schloth., *Alula kutorgana* Vern., *Netschajewia globosa* Netsch., *Liebea hausmanni* Goldf., *Astartella permocarbonica* Tschern. Особенно замечательным фактом является открытие в этих слоях М. Б. Едемским богатейшей энтомофауны, монографически описанной А. В. Мартыновым (1938). Число установленных им новых видов и родов свыше 200;

количество же собранных здесь разными исследователями отпечатков около 4600.

Мезенские, или ивагорские, слои сопоставляются (Я. Д. Зеккелем) с толщей лингуловых глин низов казанского яруса нижнего течения р. Камы. Они характеризуют отложения начальной стадии трансгрессии казанского моря и сохранились в депрессиях рельефа поверхности нижнепермских отложений. Граница с вышележащими долгощельскими слоями определяется по появлению слоя с массовым развитием *Productus (Linoproductus) cancrini* Vern.

Долгощельские слои мощностью около 50 м широко распространены в бассейне р. Кулоя и выходят по морскому побережью. Они вскрыты Мезенской и Бобровской скважинами. Нижняя часть их сложена серыми мергелями с тонкими прослоями темных глин, переполненных раковинами *Productus (Globiella) tschernyschewi* (Netsch.), доломитизированными известняками и темно-серыми известковистыми глинами с подчиненными прослоями мергелей и известняков. Все породы обогащены примесью песчанистого материала. Из фауны для этой части долгощельских слоев характерны: из брахиопод — *Productus (Globiella) tschernyschewi* (Netsch.), *Camarophoria kulojensis* Netsch., *Spirifer (Permospirifer) keyserlingi* (Netsch.) и *Sp. (Licharewia) kulojensis* (Netsch.); из пелеципод — *Procrassatella plana* Gol., *Schizodus truncatus* King., *Alula kutorgana* Vern., *Nuculana speluncaria* Gein., *Solemya biarmica* Vern. и др. Верхняя часть долгощельских слоев представлена мергелями и известняками с подчиненными прослоями глин в восточной части района и рифовыми известняками в западной. Последние заключают богатую фауну, среди которой особое развитие получают спириферы. Отсюда определены: *Spirifer (Licharewia) latiareatus* (Netsch.), *Sp. (Blasispirifer) blasii* (Vern.), *Sp. (L.) grevingki* (Netsch.), *Sp. (L.) schrenki* Keys., *Sp. (L.) stuckenbergi* (Netsch.), *Sp. (L.) lahusei* Netsch., *Spiriferina multiplicata* Sow. Кроме того, очень много *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.), представителей родов *Camarophoria*, *Athyris (Cleotiridina)* и *Dielasma*. Из пелеципод присутствуют: *Netschayewia*, *Pseudobakewellia*, *Pleurophorus*, *Schizodus*, *Aviculopecten* и др. Среди мшанок А. И. Никифоровой определены главным образом новые виды родов *Fenestella*, *Polypora*, *Fistulipora*, *Rhombotripella*. Часто встречаются зубы акул *Cladodus* и скатов *Janassa bituminosa* Mü nst.

Верхнеказанский подъярус. В верхнеказанском подъярусе Я. Д. Зеккелем выделены два горизонта: нижний — верхненемнюжские слои и верхний — ковальские слои. Они имеют сравнительно редкие выходы по р. Мезени и ее левым притокам, но полностью вскрыты Бобровской и Мезенской скважинами мощностью около 60 м.

В состав верхненемнюжских слоев в нижней части входят песчанистые мергели, доломитизированные известняки и известковистые песчаники. В верхней части преобладают песчаники с прослоями глин. Этот горизонт очень богат органическими остатками, нередко образующими прослои ракушняка до 10—12 см. Среди них до вида определены: брахиоподы — *Spirifer (Blasispirifer) blasii* (Vern.), многочисленные крупные *Strophalosia (Aulosteges)*, *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.), *Pr. (L.) timanicus* Tsch., многочисленные *Athyris (Cleotiridina)* и др.; пелециподы — *Parallelodon licharewi* Masl., *Schizodus punctatus* King., *Pseudomonotis kumpani* Fred., *Pecten sericeus* Vern. и др.; гастроподы — *Conularia hollebeni* Gein; мшанки, типичные для верхнеказанских отложений, — *Stenopora wymensis* Sch. — Nest. и др.

Ковальские слои связаны с верхненемножскими слоями постепенным переходом органогенно-обломочных известняков в глинистые и доломитизированные известняки серого цвета с голубым, зеленоватым и реже розовым оттенками. Они имеют мощность не более 15 м и обнажаются по левому берегу р. Мезени у г. Мезени и по ее левым притокам и содержат довольно бедную фауну преимущественно пелеципод — *Astartella permocarbonica* Tsch., *Pseudomonotis speluncaria* Schloth., *Streblochondria sericea* Vern. Из брахиопод встречаются только редкие *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.).

Бассейн р. Северной Двины. Для изучения морских казанских отложений наиболее интересным является разрез по р. Пинеге, самому большому правобережному притоку Северной Двины. В сводном разрезе, хорошо прослеживаемом по р. Пинеге между устьями рек Себы и Покшеньги, более или менее ясно выделяются четыре горизонта (Богачев, 1938; И. С. Иголкина, 1948 г. и А. И. Зоричева, 1952 г.).

По данным А. И. Зоричевой, мезенские, или ивагорские, слои, развитые в бассейне р. Мезени и Кулоя, здесь отсутствуют. В основании первого (нижнего) горизонта, залегающего на вихтовской свите со следами сильного размыва, прослеживается конгломератовидный органогенно-обломочный известняк с галькой красных и голубоватых мергелей и желтоватого известняка. Выше органогенные известняки переслаиваются с темно-серыми известковистыми глинами. Далее горизонт сложен темно-серыми мергелистыми и алевролитистыми глинами, мергелями и аргиллитами с прослоями органогенных и глинистых известняков. Этот горизонт очень богат фауной, среди которой массовое развитие имеют брахиоподы¹: *Productus (Globiella) tschernyschewi* (Netsch.), *Pr. (Linoproductus) cancrini* (Vern.), *Pr. (L.) pseudohorridus* Mut., *Pr. (L.) pinigaensis* Lich., *Strophalosia (Aulosteges) horrescens* (Vern.), *Str. (Aul.) tholus* Keys., *Spirifer (Licharewia) schrenki* (Keys.), *Sp. (Permospirifer) keyserlingi* (Netsch.), *Sp. (L.) grewingki* (Netsch.), *Athyris (Cleiotiridina) semiconcava* Waag. и др. Здесь встречено также множество остракод, остатки рыб и в большом количестве кораллы *Polycoelia* и *Chaetetes*. Мощность первого горизонта, судя по разрезу скважины с. Карпогоры и обнажениям, не превышает 25 м.

А. Д. Слюсарева, изучавшая фауну казанских отложений р. Пинеги, относит верхнюю часть этого горизонта (8 м), содержащую глины с лингулами и редкими пелециподами, к основанию второго (вышележащего) горизонта, с чем можно согласиться (Осипова и Слюсарева, 1958). Устанавливая развитие на р. Пинеге аналогов лингуловых глин, широко развитых в нижеказанских отложениях Волго-Уральской области, А. Д. Слюсарева и А. И. Осипова сопоставляют первый горизонт р. Пинеги с байтуганскими слоями Н. Н. Форша (Форш, 1951).

Второй горизонт состоит в основном из белых, желтовато-белых, зеленоватых и сервато-коричневых глинистых и алевролитистых органогенных известняков с редкими прослоями темно-серого песчанистого мергеля. Отсюда определены: *Chonetes carboniferus* Keys., *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.), *Pr. (Globiella) hemisphaerium* (Kut.), *Pr. cf. curvasumitholus* var. *gigas* Netsch., пелециподы *Aviculopecten* cf. *hiemalis* Salt., *Alula kutorgana* Vern., и др. Мощность горизонта примерно 18—25 м. Для третьего горизонта характерно развитие в нем рифовой фации, что хорошо прослеживается от устья р. Покшеньги до ручья Городишник. Являясь наиболее непостоянным

¹ Описание разрезов приводится по материалам А. И. Зоричевой, определения фауны брахиопод и пелиципод сделаны М. В. Куликовым.

по составу пород и мощности, он представлен в основном известковистыми песчаниками, зеленовато-серыми криноидными грубозернистыми и тонкоплитчатыми алевролитами, которые переслаиваются с менее мощными слоями органогенных криноидно-мшанковых известняков. Последние переходят в светло-желтые органогенные губчатые известняки рифов (биогермы), сильно раздуваясь в мощности до 6—10 м. Налгающие на них отложения, частично облекая рифы, залегают скрутым первичным наклоном, а песчаники имеют резко выраженную слоистость.

Из фауны здесь встречены многочисленные, но совершенно неизученные мшанки (Fenestellidae), единичные кораллы, брахиоподы и остракоды. Среди брахиопод определены: *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.), *Pr. (Gl.) ex gr. hemisphaerium* Kut., *Strophalosia (Aulosteges) horrescens* (Netsch.), *Str. (Aul.) wangenheimi* (Vern.), *Str. (Aul.) longa* Netsch., *Camarophoria*, *Spirifer (Licharewia) rugulatus* (Kut.), *Sp. (L.) stukenbergi* (Netsch.), *Sp. (Blasispirifer) ex gr. blasii* (Vern.), *Spiriferina multiplicata* Sow., представители родов *Athyris (Cleiotiridina)*, *Dielasma* и др.; из пелеципод — *Parallelodon*, *Pseudomonothis*, *Aviculopecten*, *Aviculopinna*, *Liebea*, *Netschajewa* и др. Мощность описанного горизонта зависит от величины раздува рифа и изменяется от 14 до 18—25 м.

Грубые криноидные известняки, почти сплошь состоящие из обломков криноидей, составляют отложения, окаймляющие рифы, образовавшиеся в зоне прибоя у рифа и частично за счет его разрушения. Появление в этом горизонте красноцветных песчаных известняков и известковистых песчаников, ошибочно принимавшихся Я. Т. Богачевым за отложения татарского яруса, нужно связать, по-видимому, с самой мелководной прибрежной частью зоны береговых рифов. В этих отложениях А. И. Зоричевой были найдены остатки брахиопод. Приведенные списки фауны содержат характерные для нижнеказанского подъяруса формы, что дает основание выделять его здесь в объеме описанных трех горизонтов.

Верхнеказанский подъярус, определяющийся объемом четвертого (верхнего) горизонта, имеет здесь небольшую мощность (до 20 м), которая несколько увеличивается во впадинах между рифами. Поведение нижней границы четвертого горизонта неясно из-за недостаточно изученного разреза рифовой фации. Четвертый горизонт сложен темно-серыми пелитоморфными и окремненными известняками, белыми и светло-серыми с тонкой горизонтальной слоистостью в верхней части. Фауна его крайне бедна и ограничивается единичными находками *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.) и *Pseudomonotis* sp.

Меньшая мощность верхнеказанских отложений в бассейне р. Пинегы, по сравнению с бассейном рек Мезени и Кулоя объясняется более значительным развитием здесь рифов.

На водоразделе между реками Пинегой и Северной Двиной казанский ярус хорошо обнажен по р. Ухважу, однако здесь он значительно уменьшается в мощности за счет сокращения нижнего горизонта до 4 м.

Отложения казанского яруса на р. Северной Двине развиты на небольшом протяжении от устья р. Ваенги вверх по течению, примерно до устья р. Ваги. Они выходят в невысоких обрывах и на бечевнике и относятся к нижнеказанскому подъярису. Более полный разрез вскрыт глубокими скважинами выше по течению в районе р. Нижней Тоймы, правобережного притока р. Северной Двины. В зависимости от положения скважин на структурных поднятиях кровля казанского яруса здесь залегает на глубинах от 156 до 344 м (Пахтусова, 1950 г.), а мощ-

ность казанского яруса, равная 85 м, на структурных поднятиях уменьшается до 65 м.

Разрез северодвинских скважин очень мало содержит фауны, и вопрос о границе между нижнеказанским и верхнеказанским подъярусами здесь решается главным образом на основании анализа типов пород, свойственных каждому подъярису на Севере Русской платформы.

Нижнеказанский подъярус. Контакт нижнеказанских отложений с уфимской (вихтовской) свитой определяется отчетливой сменой коричневато-красных огипсованных алевролитов серыми известковистыми алевролитами с прослоями аргиллита и мергеля, содержащих растительные остатки *Walchia walcotta* и углистые прослои (мощность 12 м). Выше алевролиты переходят в песчаники зеленосватые и темно-серые, мелкозернистые, известковистые (мощность 7—8 м). На них налегают светло- и темно-серые алевролитистые известняки с пропластками темно-серых глин. В верхней части они нередко доломитизированы и окремнены (мощность 15—17 м). Самую верхнюю часть подъяруса составляют темно-серые и желтовато-серые органогенные известняки, нередко переходящие в чистые криноидные разности. Они содержат редкие прослои серо-зеленых глин и желваки гипса (мощность 11—13 м). Из палеонтологических остатков отсюда были определены: в большом количестве *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.), *Strophalosia (Aulosteges) cf. fragilis* Netsch., *Camarophoria* sp. ind., *Rhynchopora* sp. ind., *Athyris (Cleiotiridina) pectinifera* (Sow.), *Ath. (Cl.) royssiana* (Keys.); из пелеципод — *Nucula wymensis* Masl., *Astarte permocarbonica* Tschern., *Pleurotomaria* sp. ind., *Libea hausmanni* Goldf. Мощность нижнеказанских отложений в разрезах скважин определяется от 32 до 48 м.

Верхнеказанский подъярус. Отложения верхнеказанского подъяруса мощностью от 33 до 37 м повсюду представлены карбонатными породами. Нижняя часть их состоит из известняков светло- и темно-серых, глинистых и слабоалевритистых, с линзовидными прослоями темных сланцеватых глин и тонколитчатых зеленосватых мергелей. Верхняя часть слагается известняками более светлой окраски — светло-серыми, пелитоморфными и белыми, доломитизированными, с неправильно горизонтальными прослоями более глинистых разностей. Разрез венчается доломитами, на которые налегают алевролиты нижнеустынской свиты татарского яруса.

Доломиты тонкие волнисто-горизонтальнослоистые, содержат штоки, гнезда и прослои гипса и иногда переслаиваются с окремненными и также огипсованными известняками.

Палеонтологическая характеристика верхнеказанских отложений очень бедная. Здесь встречены: *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.), *Rhynchopora geinitziana* Vern., *Athyris (Cleiotiridina) royssiana* (Keys.), *Dielasma elongatum* Schl., *Schizodus cf. truncatus* King., *Pseudomonitis permianus* Masl. и определенные только до рода *Streblochondria*, *Aviculopecten* и *Peripetoceras*. В нижнем слое встречены мшанки и членики стеблей криноидей.

Сводный разрез казанского яруса по р. Северной Двине от устья р. Ваеньги до устья р. Шеньги представляется в следующем виде.

В основании залегает толща серых песков и песчаников с включениями окремненого мергеля с гипсом, в котором Я. Т. Богачевым были обнаружены растительные остатки — *Neoggerathiopsis* sp., пелециподы — *Schizodus rossicus* Vern. и гастроподы — *Goniasma subangulata* Vern. Мощность до 10 м.

Пески переходят сверху в желтоватые известковистые слабые песчаники и такие же пески с многочисленными несколько окатанными

раковинами *Spirifer (Licharewia) vaengensis* Lich., *Sp. (L.) dvinensis* Lich., *Dielasma* sp. ind., *Pseudomonotis hawni* Меск. и мшанками. Мощность 4 м. На него налегают оолитовые косослоистые серовато-желтые известняки с фауной *Spirifer (Licharewia) dvinensis* Lich., *Prospodylus noinskiyi* Lich., *Netschajewia*, *Parallelodon*, *Janassa bituminosa* Mü n s t. Мощность до 10 м.

Нижнюю толщу серых песков и песчаников Я. Т. Богачев сопоставлял с ивагорскими слоями бассейна р. Мезени и Кулоя. Однако подобное сопоставление противоречит его же выводам о поведении нижеказанских отложений между реками Пинегой и Северной Двиной, где он усматривает сильное их сокращение именно за счет уменьшения и выпадения из разреза нижних горизонтов.

Пески и песчаники с растительными остатками из обнажений по р. Северной Двине, несомненно, являются аналогами терригенной пачки основания нижеказанских отложений разрезов тоемских скважин. Выходы казанского яруса (в краевой зоне его распространения по р. Ваенге, верховьям р. Шеньги и по р. Ухажу) по фауне принадлежат нижеказанскому подъярису. На разные горизонты его трансгрессивно ложится нижеустьинская свита татарского яруса.

Незначительное число обнажений в бассейне р. Ваги не дает возможности составить сколько-нибудь полный разрез казанского яруса для этого района, а также оценить его мощность. Поэтому Б. К. Лихаревым, выделившим эти отложения в устьважскую свиту (до более детальных исследований), здесь было дано описание типов пород и подробные списки содержащейся в них фауны. В общем разрезе здесь принимают участие различные разновидности известняков (белые мягкие и серые мергелистые серпулевые), тонкозернистые оолиты и темно-серые глины. В белых известняках и оолитах преобладают пеллециподы: *Procrassatella plana* Gal., различные *Pseudobakewellia*, *Netschavewia*, *Modiola consobrina* Eichw., *Streblochondria sericea* Vern., *Schizodus rossicus* Vern., мелкие *Pseudomonotis* и гладкие гастроподы (*Meekospira*). В серых и белых мергелистых известняках фауна более разнообразна. Почти всегда в них присутствуют: *Fenestella retiformis* Schloth., *F. elegantissima* Eichw., *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.), *Rhynchopora geinitziana* Vern., *Camarophoria superstes* Vern., *Athyris (Cleiotiridina) acutomarginalis* (W a a g.), мелкие *Dielasma elongatum* Schloth.; пеллециподы — *Solemya biarmica* Vern., *Sanguinolites bicarinatus* Keys., *Schizodus* sp., *Astartella permocarbo-nica* Tschern., *Alula kutorgana* Vern., *Worthenia seognens* W a a g., *Goniasma golovkinskyi* Jak., реже встречаются среди брахиопод — *Productus (Linoproductus) velensis* Lich., *Strophalosia (Aulosteges) horrescens* (Vern.), *Str. fragilis* Netsch., *Str. wangenheimi* Vern.

На р. Леди найдены *Prospodylus noinskiyi* Lich. и *Peripetoceras vagaensis* Lich., которые сближают эту фауну с северо-двинской. Б. К. Лихарев отмечает полное отсутствие *Spirifer* из подрода *Licharewia* и *Productus* из группы *hemisphaerium*. Из спириферов встречены лишь *Spirifer ex gr. blasii* Vern.

Мощность казанского яруса Важского бассейна примерно такая же, как в разрезе Шангальской скважины, где она определяется в 96 м. К сожалению, разрез этой скважины из-за плохо отобранной из керна фауны не получил должного освещения и не мог быть точно увязан с выходами известняков по р. Ваге. Однако сравнение данных Б. К. Лихарева с разрезами скважин других районов бассейна Северной Двины позволяет отнести отложения казанского яруса р. Ваги к его верхнему подъярису. Наиболее западные (на севере) выходы казанского яруса описаны В. П. Бархатовой к западу от линии железной дороги Архан-

гельск—Вологда (по р. Шултусу). Они, так же как и в бассейне р. Ваги, разрознены и не увязаны между собой. Судя по тем видам брахиопод, которые упоминаются среди довольно богатой фауны (*Spirifer rugulatus* Kut., *Productus tenuituberculatus* Wagb., *Camarophoria superstes* Vagn.), эти выходы принадлежат нижеказанскому подъярсу.

Бассейн р. Сухоны. Морские казанские отложения мощностью от 118 до 132 м вскрыты полностью девятью структурными скважинами в центральной части Сухонского вала на глубинах от 55 до 260 м. Керн скважин здесь оказался более богатым фауной, чем в среднем течении р. Северной Двины, что позволило вполне обоснованно выделить в разрезе ниже- и вышеказанский подъярсы. За эталонный разрез здесь может быть взят разрез дублера опорной скважины (№ 3), детально изучавшийся в 1949 г. А. И. Зоричевой.

Нижеказанский подъярус. Отложения нижеказанского подъяруса залегают на вихтовской (уфимской) свите без следов резкого размыва. Они имеют мощность около 50 м и незначительно изменяют свой состав в пределах исследованной части структуры.

Нижнюю часть мощностью 16 м слагают переслаивающиеся светло-серые известняки и темно-серые мергели (алевритистые и пиритизированные), в основании которых залегают тонко-горизонтально-слоистый полевошпатово-кварцевый алевролит. Здесь встречена фауна: *Spirifer* (*Licharewia*) *stuckenbergi* (Netsch.), *Sp. (L.) cf. stuckenbergi* (Netsch.), *Spirifer (L.) sp. ind.*, *Athyris (Cleiotiridina) semiconcava* (Wag.), *Dielasma elongatum* Schl. и др. Здесь также была обнаружена пыльца *Cordaites*, типов *Marattiaceae* и *Osmundae*.

На мергели налегают коричневато-серые и темно-серые полевошпатово-кварцевые алевролиты, слабослюдистые с глинисто-кальцитовым и реже с кальцитовым или гипсовым цементом мощностью 23 м. Из органических остатков в них обнаружены только споры и пыльца (*Coniferae* типа *Pinaceae*, тип *P. haploxyton*, *Podocarpus* и *Vittatina vittifer*).

Вышезалегающие слои носят переходный характер от алевролитовой пачки к верхней карбонатной и представлены песчаниками с прослоями органогенного известняка. Верхняя карбонатная пачка до 7 м мощности состоит из темно-серых мергелей, переходящих в слабодоломитизированный известняк с подчиненными прослоями органогенного известняка и желваками гипса.

Из фауны отсюда определены: *Lingula sp. ind.*, *Productus (Lino-productus) cancrini* (Vern.), *Rhynchopora geinitziana* Vern., *Spirifer (Licharewia) culojensis* (Netsch.), *Sp. (L.) stuckenbergi* (Netsch.), *Athyris (Cleiotiridina) sp. ind.*, *Dielasma elongatum* Schloth.

Для полноты палеонтологической характеристики описанной части казанского яруса приводим списки фауны, полученные при обработке кернов остальных скважин. Здесь встречены: *Lingula orientalis* Gol., *L. credneri* Gein., *Productus (Globiella) cf. hemisphaerium* (Kut.), *Pr. (Gl.) tschernyschewi* (Netsch.), *Pr. (Gl.) koninkianus* Keys., *Strophalosia (Aulosteges) fragilis* (Keys.), *Camarophoria culojensis* Netsch., *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Spirifer (Licharewia) rugulatus* (Kut.), *Sp. (L.) cf. rugulatus* (Kut.), *Sp. (Permospirifer) keyserlingi* (Netsch.), *Spiriferina subcristata* Netsch., *Spiriferina multiplicata* Sow., *Athyris (Cleiotiridina) pectinifera* (Sow.), *Ath. (Cl.) acutomarginalis* (Wag.).

Породы нижеказанских отложений характеризуются здесь минеральной ассоциацией, которая может быть названа рutil-турмалин-гранат-цирконовой. Совершенно отсутствуют роговая обманка и эпидот. В легкой фракции содержатся кварц, полевой шпат и слюда.

Верхнеказанский подъярус. Отложения этого возраста имеют большую мощность, чем нижнеказанские, и представлены по преимуществу карбонатными породами. В дублере опорной скв. 3 они имеют мощность 68 м (Зоричева, 1949, 1952 г.). Внизу — это мергели темно-серые, алевроитистые и доломитизированные с прослоями черных сланцеватых глин, известняков и косослоистых алевролитов со стяжениями гипса и пиритом. Из фауны определены: *Lingula* sp. ind., *Productus* (*Linoproductus*) *cancrini* (Vern.), *Rhynchopora* *geinitziana* Vern., *Athyris* (*Cleiotiridina*) cf. *grossula* (Wag.). Мощность 19,4 м.

Выше залегает известняк темно-серый и светло-серый с характерной линзовидно-ячеистой слоистостью и желваками гипса. Он переходит в слабодоломитизированные алевроитистые пелитоморфные и органические известняки, неправильно между собой переслаивающиеся и содержащие включения целестина и штоки гипса. Здесь встречаются перекристаллизованные раковины фораминифер, брахиоподы, пеллециподы и остракоды. Из брахиопод определены: *Productus* (*Linoproductus*) *cancrini* (Vern.), *Pr.* (*L.*) *koninkianus* (Keys.), *Strophalosia* (*Aulosteges*) *horrescens* (Vern.), *Rhynchopora* *geinitziana* Vern., *Ambocoelia* *nucula* Netsch., *Athyris* (*Cleiotiridina*) *semiconcava* (Wag.); из пеллеципод — *Pseudomonotis permianus* Masl., *Aviculopecten* cf. *hiemalis* Selt. Мощность 35 м. Фауна в этих известняках мелкая и носит угнетенный характер. К кровле этой пачки количество ее постепенно уменьшается и в вышележащих слоях она почти полностью исчезает.

На известняках залегает толща доломитизированных пород и доломитов, которыми обычно завершается разрез верхнеказанского подъяруса на Русской платформе. Эта толща состоит из серовато-белого доломитизированного мергеля, переходящего в зеленовато-белый доломитизированный известняк, а затем в белые и зеленоватые доломиты. Все породы имеют тонкую горизонтальную слоистость (с железистыми и медными примазками по слоистости и с тонкими гипсовыми пленками). Они содержат включения гипса и целестина, а в самом верху гнезда и прослой гипса, которые раздуваются в некоторых разрезах скважин до значительных размеров. Мощность 14 м.

В дополнение к приведенному весьма ограниченному списку фауны из разрезов других скважин были получены следующие определения: брахиоподы — *Rhynchopora nikitini* Tschern. и *Dielasma* sp. ind.; пеллециподы — *Nucula wynensis* Keys., *Nucula trivialis* Eichw., *Nucula kazanensis* Vern., *Astartella permocarbonica* Tschern., *Ast. wallesneriana* Meek, et Haux., *Streblochondria sericea* Vern., *Pecten* sp. ind., *Netschajewia hollebeni* Gein., *Netsch. pallasi* Vern., *Orbiculoidea* sp. ind., *Modiola consobrina* Eichw., *Crania* sp. ind.

По составу и характеру тяжелых и легких минералов верхнеказанские отложения довольно однородны. Ассоциация прозрачных тяжелых минералов терригенного происхождения гранат-цирконовая. Местами встречаются турмалин, роговая обманка, рутил, сфен, флюорит, анатаз. Для легкой фракции, состоящей из кварца, полевого шпата и слюды, характерно высокое содержание полевых шпатов (до 64%), представленного калиевым полевым шпатом и кислыми плагиоклазами, частично сильно выветрелыми.

Как указывалось выше, характер описанного разреза сохраняется одинаковым во всех разрезах скважин, изменяясь лишь за счет увеличения в карбонатных породах алевроитистого материала и иногда их большей огипсованности и окремнения. Мощность уменьшается на структурах третьего порядка и увеличивается за счет появления гипсов

в кровле казанского яруса. Общая мощность казанского яруса в центральной части Сухонского вала не превышает 130 м.

Приводящиеся в литературе данные по старой Александровской скважине в г. Тотме в отношении как мощностей, так и интерпретации разреза, сделанной без определения фауны (Люткевич, 1938 г.), в настоящее время представляются неправильными и явно устаревшими.

К юго-западу от района центральной части Сухонского вала казанский ярус выходит на поверхность в сводовой части Солигаличской антиклинали. Первоначально Е. М. Люткевичем, а затем А. А. Бакировым здесь были выделены нижнеказанский и верхнеказанский подъярусы, мощность которых колеблется соответственно от 28 до 50 м и от 42 до 57 м. Разрез здесь претерпевает незначительные изменения по сравнению с таковым Сухонского вала за счет выпадания пачки алевролитов (20—25 м) из нижней его половины.

Разрез казанского яруса к западу от Солигалича известен по опорной Вологодской скважине и ряду структурных скважин этого района. Здесь нижнеказанские отложения, представленные доломитизированными и огипсованными известняками, имеют мощность около 50 м. Верхнеказанские отложения мощностью около 30 м представлены в основном также известняками (нередко глинистыми) и брекчиевидными песчаниками. Огипсованность этих пород проявляется по всему разрезу в виде жилок, тонких прослоев, гнезд и желваков.

К западу от г. Вологды мощность казанского яруса уменьшается до 28 м, вплоть до полного его выклинивания западной г. Череповца.

Западнее р. Шексны Е. М. Люткевичем (1955) описывается выход известняков казанского яруса вблизи с. Абаканово, который он считает в коренном залегании. Здесь была найдена фауна: *Productus (Linoproductus) cancrini* (Ver n.), *Spiriferina multiplicata* Sow., *Athyris (Cleiotiridina) pectinifera* Sow., позволяющая относить эти известняки к верхним слоям казанского яруса разреза скважины на ст. Шексна. Судя, однако, по слишком высоким отметкам залегания, этот выход известняков может рассматриваться только как отторженец.

Промежуточные типы разрезов между западными их выходами и восточными (в бассейне р. Выми Юго-Западного Притиманья) на рассматриваемой территории вскрыты глубокими скважинами в селах Коряжме и Яренске.

Разрез казанского яруса с. Коряжмы, определяющегося в интервале 460—362 м, почти нацело сложен глинистыми и пелитоморфными известняками с прослоями органогенных известняков и редких темно-серых глин. К кровле, как и на р. Сухоне, приурочены доломиты с прослоями гипсов. По фауне здесь выделяются нижнеказанские отложения примерной мощностью 41—42 м и верхнеказанские (с очень бедной фауной) мощностью около 55—56 м.

На северо-восток по направлению к с. Яренску кровля казанского яруса погружается еще глубже, и он вскрывается в последнем пункте на глубине от 490 до 600 м мощностью около 110 м.

Разрез в этом районе уже значительно отличается от Коряжемского и по составу пород приближается к Тиманскому. По данным А. И. Зоричевой, к нижнеказанскому подъярису здесь можно отнести толщу чередующихся слоев желто-серого песчаника, зеленовато-серых алевролитов и известняков и темно-серого аргиллита. Преобладают алевролитовые породы. Отсюда определены: *Lingula orientalis* Golowk., *Productus (Linoproductus) cancrini* (Ver n.), *Spirifer (Licharewia) stuckenbergi* (Netsch.), *Athyris (Cleiotiridina) pectinifera* (Sow.). Верхнеказанские отложения, почти целиком состоящие из одних серых известняков и доломитов, приуроченных к верхней части разреза, характеризуются

сильно обедненным видовым составом фауны брахиопод. Здесь встречаются всегда совместно только две формы — *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.) и *Rhynchopora geinitziana* Vern.; в большинстве случаев они имеют мелкорослую раковину.

К востоку от Яренского района казанский ярус выведен на поверхность дислокациями в районе с. Серегова. Сплошные выходы его прослеживаются севернее Сереговской структуры, в среднем течении р. Выми и по ее притокам Весляне, Коину и Елве, полосой вдоль западного склона Тимана.

Бассейн р. Выми. Казанский ярус бассейна р. Выми отличается от приведенных разрезов западных районов как петрографическим составом пород, так и своеобразием комплекса фауны. Для нижней его половины характерно преобладание терригенных пород — главным образом песчаников с подчиненными прослоями глин, аргиллитов и мергелей и единичных известняков. Верхняя же часть слагается известняками и доломитизированными известняками, которым подчинены прослой мергелей и глин. Соответственно с этим в стратиграфической схеме К. К. Воллосовича (1941) впервые были выделены чевьюсская и верхневеслянская свиты нижнеказанского и верхнеказанского подъярусов. Материалы бурения скважин на Большепорожской, Синдорской и Сереговской структурах значительно уточнили этот разрез казанских отложений Юго-Западного Притиманья. По этим данным, общая мощность казанского яруса ближе к Тиману определяется около 200 м, к западу же, в особенности на структурных поднятиях, уменьшается до 120—150 м.

Нижнеказанский подъярус. Отложения нижнеказанского подъяруса хорошо прослеживаются в центральной части Большепорожской структуры, где они контактируют с красно-бурыми глинами уфимской свиты. Распространение их ограничивается выходами на западе по р. Елве, на севере по р. Выми южнее р. Ямшико-Седмос и на востоке по р. Чинья-Ворык.

Сводный разрез, изученный здесь А. И. Зоричевой (1948, 1952, 1954 г.), сводится к следующему (снизу вверх):

1. Пачка песчаников зеленоватых, коричневатых и светло-серых мелкозернистых известковистых с хорошо выраженными волноприбойными знаками. Из фауны отсюда определены М. В. Куликовым брахиоподы: *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.), *Pr. (L.) ex gr. sphaeroidalis* (Netsch.), *Dielasma elongatum* Schloth.; пелициподы — *Nucula wynensis* Keys., *Parallelodon cf. kingi* Vern., *Schizodus subobscurus* Lich., *Solemya bicarinata* Vern., *Pseudomonotis speluncaria* Schloth., *Pseud. permianus* Masl., *Aviculopinna timanica* Masl., *Pleurophorina cf. simplex* Keys., *Pl. lebedewi* Lich., *Prospodylus cf. noinskyi* Lich., *Netschajewia pallasi* Vern., *Netsch. tschernyschewi* Masl. и др. около 25 м
2. Глины темно-серые сланцеватые и серые мергелистые тонкие горизонтальнослоистые, которым подчинены тонкие прослой известняка. Из фауны отсюда определены: *Productus (Globiella) hemisphaerium* (Kut.), *Camarophoria* sp. ind., *Rhynchopora* sp. ind., *Allorisma komiensis* Masl., *Aviculopecten wymensis* Lich., *Liebea hausmanni* Goldf., *Murchisonia golovkinskyi* Jak., *Meekospira* sp. ind. и др. около 22 м
3. Толща песчаников светло-серых внизу и желтовато-коричневых пятнистоокрашенных сверху, тонких горизонтальнослоистых, с углистыми прослоями, растительными остатками и чешуйками и зубами рыб. Им подчинены прослой сланцеватых синевато-серых глин и известняков светло-темно-серых. Из фауны в них встречены: *Productus (Linoproductus) cancrini* (Vern.), *Athyris (Cleiotiridina) royssiana* (Keys.), *Schizodus truncatus* King., *Procrassatella plana* Golowk., *Solemya biarmica* Vern., *Pleurophorina simplex* Keys. около 30 м

В дополнение к палеонтологической характеристике, приведенной послыно по разрезу нижнеказанского подъяруса Больших Порогов, можно прибавить списки фауны, собранной К. К. Воллосовичем (из

других выходов чевьюсской свиты). Среди брахиопод имеются: *Lingula orientalis* Gelowk., *Productus (Linoproductus) cancrini* var. *typica* (Netsch.), *Pr. (L.) cancrini* var. *lata* (Netsch.), *Pr. (L.) pyramidalis* (Netsch.), *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Spirifer (Licharewia) curvirostris* (Vern.), *Sp. (L.) latiareatus* (Netsch.), *Sp. (Permospirifer) keyserlingi* (Netsch.), *Sp. (L.) stuckenbergi* Netsch., *Spiriferina* sp. ind., *Athyris (Cleiotiridina) acutomarginalis* (Waag.), *Ath. (Cl.) semiconcava* (Waag.), *Ath. (Cl.) aff. pectinifera* (Sow.).

Из пелеципод определены: *Astarte permocarbonica* Tsch., *Allorisma elegans* King., *Goniomya kazanensis* Gein., *Edmondia gibbosa* М'Соу., *Modiola modiolacoidea* Netsch., *Pseudomonotis garphortensis* King., *Pseudobakewellia krasnowidowensis* Netsch., *Ps. ceratophagaeformis* Noin., *Pleurophorus costatus* Brow., *Sangwinolites bicarinatus* Keys., *San. lunulatus* Keys., *Stutburia globosa* Netsch., *St. tschernyschewi* Lich., *Lithodomus consobrinus* Eisch., *Bellerophon elegans* Netsch., *Murchisonia golowkinskyi* Jak., *M. subangulata* Vern., *M. multiplicata* Netsch., *Pleurotomaria lebedevi* Lich.

Из мшанок, которые нередко здесь являются пороодообразующими, в большом количестве встречены: *Geinitzella columnaris* Schloth., с вариантами *tuberosa* и *ramosa* и в меньшем количестве — *Geinitzella crassa* Lönsd., *Fenestella wiatkensis* Netsch., *Polypora* aff. *nodosula* Netsch. Из остракод определены: *Cavellina edmistoniae* (Lalliker), *Healdia simplex* Roundy, *Healdinella pediformis* Knight., *Healdinella* ex gr. *osagensis* Kellet.

Среди остатков рыб А. В. Хабаковым определены чешуи и обломки щитков *Acrolepis rombifera* Eischw., лучи плавников и фулькры мелких палеонисцид, мелкие ганоидные чешуйки, чешуи *Platisomus* sp. (поп *biarmicus*), *Amblypterus* cf. *tuberculatus* Eischw. и др. Из песчаников нижней части разреза много растительных остатков (собранных А. И. Зоричевой) было определено М. И. Брик, среди которых оказались некоторые формы, более древние, чем верхнепермские.

Спорово-пыльцевой комплекс, изучавшийся М. А. Седовой, очень близок спорово-пыльцевому комплексу нижеказанских отложений Сухонского вала.

Минеральный состав терригенной части пород гораздо более богат и разнообразен, чем в западных районах, что, естественно, объясняется близостью района к области сноса — Тиману. Здесь в легкой фракции, помимо обычных кварца, полевых шпатов и кремня, встречаются хлорит, анальцит, обломки серицито-кремнистых пород, нередко халцедон, опал, кварцит, обломки аргиллита, кислых эффузивов и обломки микропегматита. Тяжелая фракция в основном состоит из разных минералов. Среди прозрачных минералов присутствуют циркон, турмалин, гранат, брукит, роговая обманка, сфен, рутил, цветные минералы группы эпидота, титанистые минералы, ставролит, дистен и барит. Спорадически встречаются цоизит, апатит, амфиболы, андалузит, эгирин и авгит.

Фациальные изменения слагающих описанный разрез нижеказанских отложений хорошо прослеживаются на северо-восточном погружении Большепорожской структуры. Здесь наряду с незначительными изменениями состава пород наблюдается существенно важный факт вклинивания в типично морские отложения пачки красноцветных пород континентального облика.

Судя по разрезам скважин, пробуренным Ухтижемстроем на Синдорской структуре к востоку от среднего течения р. Выми, количество и мощность вклинивающихся красноцветных пород заметно увеличивается.

Появление такого типа отложений в разрезе типично морских отложений на рубеже ниже- и верхнеказанского времени связано с временными опреснениями морского бассейна в его береговой зоне за счет привноса реками пресных вод и красноцветного терригенного материала.

Верхнеказанский подъярус. Условная граница между нижеказанскими и верхнеказанскими отложениями в описываемом районе проводится по смене терригенных пород на карбонатные, которым подчинены лишь незначительные прослой глины, мергелей и песчаников.

Основными типами пород, слагающих этот подъярус, являются пелитоморфные, алевроитовые и иногда доломитизированные известняки и алевроитистые мергели. Имеются прослой битуминозных и оолитовых известняков.

Лучшие разрезы верхнеказанских отложений наблюдаются на крыльях Большепорожской структуры в среднем течении р. Выми. По данным А. И. Зоричевой, контакт их с нижеказанским подъярусом более отчетливо прослеживается на северо-восточной периклинали структуры. Здесь на песчаниках, типичных для нижеказанского времени, залегают пиритизированные и сидеритизированные серые аргиллиты, содержащие прослой тонкого черно-серого углистого сланца с массовым скоплением эстерий. Кроме эстерий, А. И. Зоричевой здесь были найдены остатки насекомых, по определению Беккер-Мигдисовой представляющие собой отпечатки крыльев пермской цикады *Scythoptera kokeni* Handl и переднее крыло *Permosialis* sp. Своеобразный комплекс фауны этого слоя дополняется еще находками раковин пелеципод *Anthracomya* sp. ind.

В аргиллитах по поверхностям наслоений обнаружены мелкие кристаллы серы. В верхней части слоя залегают тонкие горизонтально-слоистые, содержащие растительные остатки глины, которые кверху переходят в темно-серый песчанистый аргиллит. Описанный слой аргиллитов и глин мощностью около 3 м, по-видимому, знаменует собой осадки конца нижеказанского времени, так как залегающий на них слой чередующихся алевролита, мергеля и серовато-желтого известняка содержит верхнеказанскую фауну.

Вся вышележащая толща, начинающаяся слоем светло-желтых горизонтально-слоистых алевролитов, представлена известняками органическими и пелитоморфными, коричневатой и желтовато-белой окраски, пористыми, с пустотами, выполненными кальцитом и зелеными прожилками глин. Известнякам подчинены прослой зеленовато-серых мергелей.

На юго-западном погружении Большепорожской структуры разрез верхнеказанских отложений несколько отличается от описанного наличием редких прослоев зеленовато-серого песчаника (в нижней части) и темно-серых, сланцеватых и песчанистых глин в верхней половине. В отличие от более западных районов распространения казанского яруса верхнеказанские отложения бассейна р. Выми не содержат гипсов. Мощность верхнеказанского подъяруса здесь около 55—60 м.

Фаунистические остатки в описываемых отложениях приурочиваются главным образом к нижней части разреза и почти полностью отсутствуют в верхних пелитоморфных известняках и мергелях. Из сборов А. И. Зоричевой была определена (М. В. Куликовым) следующая фауна: *Productus* (*Linoproductus*) *cancrini* (Vern.), *Pr.* (*L.*) *wymensis* sp. nov., *Pr.* (*L.*) *koninkianus* Keys., *Pr. kazanensis* sp. nov., *Camarophoria culojensis* Netsch., *Rhynchopora geinitziana* Vern., *Rh. variabilis* Stuck., *Athyris* (*Cleiotiridina*) *pectinifera* (Wag.),

Ath. (Cl.) semiconcava (Waag), *Ath. (Cl.) royssiana* (Keys.), *Dielasma* sp. ind.; пеллециподы — *Nucula wymensis* Keys., *N. trivialis* Eichw., *Parallelodon kingi* Vern., *Schizodus subobscurus* Lich., *Sch. truncatus* King., *Conocardium tschernyschewi* Lich., *Edmondia nebrascensis* Gein., *Solemya biarmica* Vern., *Allorisma komiensis* Masl., *Pseudomonotis permianus* Masl., *Aviculopecten (Deltopecten) hiemalis* Salt., *Av. wymensis* Lich., *Pecten kazanensis* sp. nov., *Pecten (Pseudomusium) engelhardti* Ether et Dun., *Liebia hausmanni* Goldf., *Pleurophorina simplex* Keys., *Netschajewia tschernyschewi* Masl., *Lithodomus consobrinus* Eichw., *Bellerophon* sp. ind., *Capulus permocarbonicus* Stuck., *Murchisonia golowkinskyi* Jakowl. и др.

Как видно из приведенной фаунистической характеристики отложенный казанского яруса бассейна р. Выми, преобладающими в комплексе фауны здесь являются пеллециподы. Тем не менее намечается определенная закономерность в видовом распределении брахиопод, которая позволяет, безусловно, выделить здесь нижний и верхний подъярусы казанского яруса.

Менее ясным является разрез казанского яруса, описанный А. А. Малаховым, к северо-западу от бассейна р. Выми, в районе среднетиманских дислокаций, находящихся на простирании полосы распространения пермских отложений, идущей вдоль западного склона Тимана. Выходы пород казанского яруса А. А. Малаховым были установлены в четырех пунктах по р. Мезени: ниже р. Нюж-Пола-йоль, по р. Шегмасс в 5 км выше устья ручья Лиственного, по р. Мезенской Пижме, непосредственно выше с. Шегмасс, и по р. Рочуге. Наиболее полный сводный разрез установлен А. А. Малаховым по р. Рочуге (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые мергели, переслаивающиеся с доломитизированными и мергелистыми известняками. В нижней части содержат *Productus (Linoproductus) cancrini* Vern., *Geinitzella columnaris* Schloth.
2. Плотные, плитчатые, иногда песчанистые криноидные известняки с *Athyris (Cleiotiridina)* sp.
3. Прослой конгломерата (до 1 м), состоящего из крупных галек (до 5—10 см) песчаников, массовые скопления крупных *Strophalosia (Aulosteges)*.
4. Известняки с *Athyris (Cleiotiridina)* sp.
5. Глины серые, вязкие, с массой *Strophalosia (Aulosteges)* и *Athyris (Cleiotiridina)*.
6. Переменяющиеся слои (до 1—2 м) серых глин и криноидных известняков.
7. Плотные, желтые песчаники с известковым цементом, с массой *Procrassatella plana* Gplowk., и немые, бурые, плитчатые, среднезернистые песчаники.

А. А. Малахов оценивает мощность описанных отложений в 50—60 м. Самые нижние горизонты он считает сброшенными и недоступными для наблюдений. Основываясь на определениях фауны, собранной из обнажений р. Рочуги, А. А. Малахов относит всю вскрытую здесь толщу известняков к верхней свите казанского яруса, т. е. к верхнеказанскому подъярису. Встречающиеся же в списках, приводимых этим автором, *Spiriferina multiplicata* Sow., *Productus (Globiella) haemisphaerium* (Kut.) характерны на Севере только для нижнеказанских отложений, поэтому разрез по р. Рочуге скорее всего репрезентирует собой весь казанский ярус, и, возможно, границей между верхним и нижним подъярусами может служить слой конгломерата, содержащий чуждые гальки (кремней, песчаников и диабазов). На развитие нижнеказанских отложений в описываемом районе среднетиманских дислокаций указывает и сам автор. В выходах известняков по р. Шегмасс им была собрана немногочисленная фауна, среди которой обращает внимание наличие *Spirifer (Licharewia) schrenki* (Keys.), *Sp. (Permospirifer) keyserlingi* (Netsch.), приуроченных только к нижней половине казанского яруса (Малахов, 1940).

Последним районом развития верхнепермских образований в Прикамье является бассейн р. Вычегды в ее верхнем течении. Здесь, однако, несмотря на значительное количество глубоких скважин, которыми разбуривались структуры Кельтминского района (Елмач-Парма, Мулукская, Усть-Куломская и др.), а также Аныбская структура, вопрос о выделении казанского и татарского ярусов остался окончательно не решенным. Н. Н. Ростовцев, изучавший палеозойские отложения Кельтминского района, выделил здесь в верхней перми слои местного значения (рис. 66). К казанскому ярусу он отнес дозмерские, кушманские и кирдовские слои общей мощностью 134—142 м; к татарскому ярусу и условно нижнему триасу — всю залегающую выше этих слоев красноцветную толщу мощностью около 410 м (жежимские, усть-куломские, кужбинские и керчемские слои). Нижние, дозмерские, слои, по данным этого исследователя, сложены доломитами, серыми глинами и брекчиевидными и сероносными известняками. Из фауны здесь встречены пресноводные остракоды и пелециподы. Мощность слоев 12—20 м. Залегающие выше кушманские слои состоят из серых известковистых и притриазированных глин и нефтеносных песчаников с линзовидными прослоями глауконитового известняка. Здесь был встречен прослой с морской фауной *Productus tenuistriatus* Verp., *Dielasma* sp. ind., *Liebia* cf. *hausmanni* Goldf. Выше и ниже этого слоя встречается только пресноводная фауна остракод и пелеципод. Мощность кушманских слоев 16—40 м.

Кирдовские слои Н. Н. Ростовцевым отделяются от кушманских по смене песчаных пород на карбонатные. Эти слои сложены преимущественно серыми глинами с прослоями доломитов и битуминозных известняков. В нижней части глины фациально переходят в нефтеносные песчаники. Здесь, так же как и в большей части кушманских слоев, содержатся только пресноводные остракоды. Общая мощность слоев 89—102 м.

Н. Н. Ростовцев (1948) сопоставляет описанный разрез с соликамской свитой Пермского Прикамья, которую он относит к казанскому ярусу. С этим согласен и Е. М. Люткевич (1955).

К другим выводам пришли В. П. Бархатова и Н. П. Кашеварова (1957). На основании распределения фауны остракод и широких региональных сопоставлений они отнесли весь Кельтминский разрез, залегающий на заведомо кунгурских отложениях, к уфимскому ярусу. При этом здесь ими были выделены в нижеуфимский подъярус дозмерские, кушманские, кирдовские и жежимские слои, а в верхнеуфимский — усть-куломские, керчемские и кужбинские.

Эта схема деления пермских отложений Кельтминского разреза Н. П. Кашеваровой была распространена и на разрезы перми Аныбского района.

Изучение всех полученных по рассматриваемым районам данных, однако, не позволяет полностью согласиться с интерпретацией Н. П. Кашеваровой. Прежде всего те виды остракод, которые содержатся в верхней части Аныбского разреза, не дают никаких оснований для выделения здесь верхнеуфимского подъяруса. К тому же отнесение только к уфимскому ярусу всей верхней перми Аныбского разреза влечет за собой необъяснимое увеличение его мощности в этом районе до 487 м, в то время как к югу от Аныба в разрезе Кажимской опорной скважины мощность уфимского яруса всего лишь 76 м.

Правильность выделения уфимских отложений в Кельтме и Аныбе очевидна, поскольку здесь имеют развитие такие виды остракод как: *Darwinula parphaenovi* Vel. и *D. scolia*. Однако верхняя часть толщи, состоящая из устькуломских, кужбинских и керчемских слоев, может

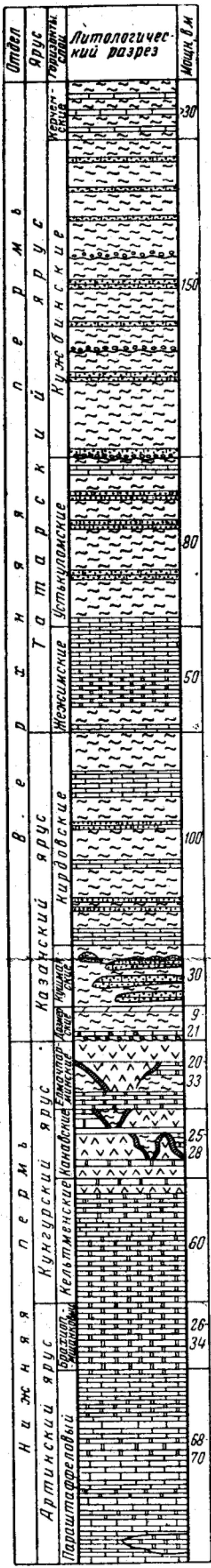


Рис. 66. Сводный стратиграфический разрез пермских отложений Кельтменского района (по Н. Н. Ростовцеву, 1948 г.)

1 — известняки; 2 — мергели;
3 — доломиты; 4 — песчаники;
5 — селенит; 6 — глины

собой представлять красноцветную фацию казанского яруса Вымского бассейна, где мы наблюдаем начало замещения морских отложений континентальные, а более мощное развитие этих красноцветов к востоку хорошо известно по разрезам одной из Синдорских скважин.

Татарский ярус

Отложения татарского яруса, являющегося самым верхним членом пермской системы, на Севере Русской платформы занимают огромную площадь центральной части Двино-Мезенской впадины. Они располагаются между областью развития западной полосы казанского яруса и образованиями того же возраста на востоке, развитыми вдоль западного склона Тимана. В осевой зоне впадины, сдвинутой несколько к востоку, татарский ярус трансгрессивно перекрывается отложениями нижнего триаса и средней и верхней юры.

Западная граница распространения татарского яруса более определена и устанавливается по выходам его нижнего члена — нижеустьинской свиты, резко отличающейся по своему составу пород от карбонатных образований казанского яруса. На севере же и востоке в области, примыкающей к западному склону Тимана, эта граница на значительных площадях остается невыясненной вследствие мощного покрова четвертичных образований (например, в районе тундры между Мезенской и Чешской губами).

В этой области отложения татарского яруса известны в верхнем течении р. Мезени (вся Мезенская петля), откуда они распространяются в районы структур Юго-Западного Притиманья, пересекая среднее течение рек Елвы и Выми в виде сильно суженной полосы. Более обширную площадь татарский ярус занимает далее на юго-восток в верхнем течении р. Вычегды, откуда его отложения переходят в пределы Камского бассейна. Однако в указанных районах р. Вычегды, несмотря на имеющиеся материалы структурного бурения и неоднократных маршрутных исследований, вопрос о границах и принадлежности к определенным ярусам развитых здесь мощных красноцветных толщ (начиная от нижней перми до нижнего триаса включительно) до сих пор остается неясным и дискуссионным. По этой причине и границы названных стратиграфических подразделений как на карте, так и в разрезе намечаются весьма условно.

Соотношения татарского яруса с казанским на севере наблюдаются во многих естественных выходах и разрезах скважин. На западе, в краевой зоне его распространения, контакт носит трансгрессивный характер; в центральной же погруженной части Двино-Мезенской впадины в разрезах скважин он менее отчетлив ввиду более тесных соотношений пород татарского и казанского ярусов.

В первые этапы изучения отложений татарского яруса на рассматриваемой территории плохая обнаженность и почти полное отсутствие руководящих палеонтологических остатков вызвали необходимость создания местных стратиграфических схем. Так, для бассейна р. Мезени были предложены схемы Я. Д. Зеккелем (1939), с делением татарского яруса (снизу вверх) на нисогорские, белошельские и верхнекимженские слои, и А. А. Малаховым (1940), выделявшим соответственно елвинский, мезенский и белошельский горизонты. В бассейне р. Северной Двины Б. К. Лихаревым (1933) татарский ярус разделялся на три толщи: нижеустьинскую, верхнетойменскую и пермогорскую (последняя в настоящее время относится к нижнему триасу). В бассейне р. Выми К. К. Волосович принял деление татарского яруса на литологические горизонты с буквенными обозначениями.

Более определенная и четкая стратиграфическая схема в это время была выработана Е. М. Люткевичем для бассейна р. Сухоны и Малой Северной Двины. Здесь в прекрасно обнажающихся отложениях татарского яруса хорошо выделяются и прослеживаются отдельные литологические горизонты, имеющие к тому же и более богатую, чем в других районах, палеонтологическую характеристику. Этим исследователем вначале были выделены литологические горизонты (1931 г.), которым затем были присвоены географические названия нижеустьинских, сухонских и северодвинских слоев. Выделенные слои он сопоставлял с определенными горизонтами татарского яруса как более северных, так и более южных районов (Люткевич, 1936 г). В этот период широкие региональные сопоставления, однако, имели чисто провизорный характер, так как не было никаких данных бурения, освещавших в непрерывной последовательности разрезы на глубину, а следовательно, отсутствовали и те факты, на основании которых устанавливаются закономерные региональные изменения вещественного состава выделяемых горизонтов.

Много новых данных для сопоставления и увязки региональных разрезов татарского яруса и их мощностей дало структурно-картировочное и опорное бурение, проводившееся за последнее десятилетие на Русской платформе. Детальное изучение целого ряда опорных разрезов в различных районах позволило установить определенные закономерности изменения литологического характера выделявшихся в татарском ярусе свит и более или менее унифицировать схему его деления (Зоричева, 1948, 1952, 1954г. 1956; Пахтусова, 1949, 1950; Плотников, 1950, 1960).

В настоящее время для Севера Русской платформы может быть принята схема, предложенная Е. М. Люткевичем для Сухонского вала, где она имеет палеонтологическое обоснование и более чем где-либо характерно выраженный литологический состав установленных свит.

В основании татарского яруса выделяется существенно песчано-алевролитовая нижеустьинская свита, характеризующаяся в большинстве районов отсутствием остатков животных организмов. В бассейне р. Мезени ей соответствуют верхнекимженские слои Я. Д. Зеккеля, а в центральных районах Русской платформы сарбайская свита А. Н. Мазаровича.

Налегающая на нее сухонская свита (в бассейне р. Мезени ее аналогами являются нисогорские слои Я. Д. Зеккеля и елвинские слои А. А. Малахова) состоит по преимуществу из светлоокрашенных мергелей и аргиллитов, которым подчинены прослой доломитовых пород и алевролитов. К этой свите на севере приурочены находки остатков позвоночных (пеликозавров). Ей соответствует в центральных районах платформы уржумская свита. В настоящее время нижеустьинскую и сухонскую свиты принято выделять в нижнетатарский подъярус на основании различия фаун рептилий и остракод этой части татарского яруса и верхней его половины.

По решению пермской конференции 1950 г. ВНИГРИ к нижнетатарскому подъярису относятся отложения дейноцефаловой зоны с *Titanophoneus* и *Ulemosaurus*. В качестве руководящего комплекса остракод приняты *Volganella laevigata* Sch neid., *Darwinula*, *elongata* Belous. и *D. fragilis* Sch neid.

Верхнетатарский подъярус, отвечающий парейазавровой зоне, характеризуется комплексом остракод с руководящими формами: *Darwinula parallela* (Spij), *D. typica* (Spij), *D. tatarica* (Posner.)

Верхнетатарский подъярус на севере составляет северодвинская свита, аналогом которой является широко развитая к югу сарминская

свита, где она залегает с отчетливо выраженным размывом на уржумской свите. Таких отчетливых контактов северодвинской свиты с сухонской свитой на севере не наблюдается, следствием чего и явилась необходимость выделения местных свит, различающихся главным образом по характеру окраски пород. Стратотип северодвинской свиты отличается от сухонской свиты красновато-коричневой окраской слагающих ее глинистых и алевритовых пород, развитием среди них линз песков, содержащих прослойки конгломерата, и всемирно известными находками наземных позвоночных (*Parerasauridae*, *Gorgonopsidae* и др.) на р. Малой Северной Двине.

Развитие самой верхней филейской свиты на севере очень ограничено и предполагается только в самой юго-восточной части рассматриваемой территории. В большинстве случаев на северодвинской свите трансгрессивно залегает нижний триас; в местах же его отсутствия она покрывается четвертичными отложениями, и кровля татарского яруса здесь сильно размыта. Непосредственный контакт татарского яруса с ветлужским ярусом в обнажениях наблюдается очень редко.

Резкий трансгрессивный контакт этих отложений А. И. Зоричевой описан в разрезе Яренской опорной скважины, в некоторых скважинах Сереговской структуры и в среднем течении р. Выми. Полная мощность татарского яруса вскрыта в Яренской опорной скважине, где она достигает 326 м, в Опаринской — 385 м и в Кажимской — 395 м. В остальных разрезах скважин в бассейне рек Северной Двины и Сухоны верхняя часть его размыта, но общая мощность составляет почти те же величины, что и в указанных районах, а именно: в Котласе — Коряжме 365 м, в Верхней Тойме 360—365 м, на Сухонском валу 165—180 м и т. д.

Описание различных типов строения татарского яруса и выделяющихся в нем свит дается по простирацию от северных районов к южным и вкрест простираения с запада на восток.

Нижнеустьинская свита. Нижнеустьинская свита впервые была выделена в основании татарского яруса Б. К. Лихаревым в бассейне р. Северной Двины (1928 г.) и Е. М. Люткевичем в бассейне р. Сухоны (1931 г.).

По существенно терригенному составу пород и преобладающей розовато-желтой (или оранжевой) окраске песчаников она резко отличается от подстилающих ее карбонатных образований казанского яруса и налегающей доломитово-мергельной сухонской свиты, хорошо выделяясь тем самым из общего разреза верхней перми.

При геологическом картировании и в особенности после бурения значительного количества скважин на севере выяснилось ее повсеместное распространение от п-ова Канин (Люткевич, 1948 г.) до западного склона Тимана (Зоричева, 1948 г.). Из южных районов описываемой территории нижнеустьинская свита, уменьшаясь в мощности, распространяется в центральные районы Русской платформы, где теперь выделяются ее аналоги под названием сарбайской свиты. Современная западная граница распространения нижнеустьинской свиты является одновременно и западной границей площади развития отложений татарского яруса, которая, как упоминалось выше, является трансгрессивной.

Трансгрессивный контакт нижнеустьинской свиты с казанским ярусом особенно хорошо выражен в западной краевой части ее распространения. Еще в 1936 г. Т. Я. Богачев описал по р. Тахте, впадающей в р. Ваеньгу, налегание оранжевых и красных песчаников этой свиты (которую он неправильно относил к верхнеказанскому подъярису) непосредственно на карбонатные отложения с нижеказанской фауной.

Материалы бурения скважин по профилю от г. Вологды до г. Череповца показали, что и в более южных районах нижеустьинская свита с резким размывом залегает на разных горизонтах казанского яруса, перекрывая их и распространяясь далее на запад. Здесь в разрезах некоторых скважин в основании этой свиты наблюдается конгломерат (мощностью до 1 м), состоящий из галек известняка с морской казанской фауной. Южнее описываемой территории (в районе Муромы и Окско-Цнинского вала) имеются также данные о трансгрессивном налегании нижней свиты татарского яруса на различные стратиграфические горизонты (казанский ярус, нижнюю пермь и верхний карбон). Ближе к центральной части Среднерусской синеклизы и в ее осевой зоне контакт нижеустьинской свиты с отложениями казанского яруса более тесен и граница между ними носит менее отчетливый характер.

Западная граница распространения нижеустьинской свиты прослеживается от нижнего течения р. Мезени (где она носит название верхнекимженских слоев) через среднее течение рек Пинеги и Северной Двины, далее, пересекая р. Вагу близ устья р. Устья, она следует на р. Шексну, проходя западнее г. Череповца. К западу от описанных достоверно доказанных районов распространения нижеустьинской свиты, имеющей в скважине на ст. Шексна еще значительную мощность (87—80 м) и подстилающейся морскими казанскими отложениями, известны выходы немых красноцветных пород по рекам Андоге и Суде, Мологе и Шексне, весьма близких по литологическому составу к нижеустьинским. Они вскрыты скважинами в г. Череповце, на ст. Суда, в городах Весьегонске, Устюжне, с. Пестово и других местах, где казанский ярус уже отсутствует и немые алевролитовые и глинистые огипсованные породы мощностью от 6 до 39 м залегают на верхнем и даже среднем карбоне. Е. М. Люткевич считает, что все красноцветы, распространяющиеся западнее ст. Шексна, относятся к уфимскому ярусу, а отсутствие их во всех скважинах района Вологды (к западу и югу от него) объясняется наличием Вологодского вала, сформировавшегося в конце кунгурского времени. В качестве доказательства уфимского возраста этих западных выходов красноцветов Е. М. Люткевич указывает на их залегание на одном простирании с более северными выходами (в районе г. Кириллова) и распространение их западнее выходов казанских отложений у с. Абаканова (хут. Митроєво), которые он считает коренными; затем на наличие гальки немых доломитов в основании их, в то время как в основании нижеустьинской свиты здесь, по его мнению, может содержаться галька только зеленоватых казанских известняков.

Я. С. Никитин, изучавший материалы скважин крелиусного бурения по профилю Вологда — Пошехонье-Володарск, в результате построения большого количества профилей и структурной карты пришел к выводу о татарском возрасте красноцветов, вскрытых скважинами в г. Череповце, на реках Суде и Андоге, в г. Устюжне и других местах. Исследованиями им выходы известняков у с. Абаканова он считает ледниковыми отторженцами, залегающими на вершине холма ледникового происхождения (Никитин, 1950 г.).

С. Я. Никитин не видит никакой разницы в литологическом составе пород «уфимских» отложений и изученных им по скважинам разрезов нижеустьинской свиты. В одном он не прав, считая, что нижеустьинскую свиту нужно относить к казанскому ярусу.

Проверочное построение профилей в разных направлениях через имеющиеся в этом районе скважины действительно показывает, что в случае отнесения красноцветов в г. Череповце к уфимским, получается целый ряд нелепостей. Падение пород между г. Череповцом и

ст. Шексна оказывается неестественно большим для этих районов. Утверждение о коренном залегании казанских известняков у с. Абаканова влечет за собой необъяснимое увеличение мощности казанского яруса к западу от ст. Шексна (а не его выклинивание), где кровля его залегает на отметке +9 м, а у хут. Митроев выходы известняков имеют отметку +160 м и целый ряд других необъяснимых положений тектонического порядка.

Несомненно казанские отложения, залегающие *in situ* в 35 км к западу от г. Череповца вскрыты поисковой скважиной на известняки. По данным Ю. И. Цветкова, под четвертичными отложениями здесь пройдены доломитизированные и органогенные известняки и мергели (с базальным слоем зеленовато-серых песчаников), в которых Б. К. Лихаревым определена следующая фауна: *Spirifer curvirostris* Vern., *Productus (Linoproductus) cancrini* Vern., *Dielasma elongatum* Schlot. и *Schizodus rossicus* Vern. Мощность их около 7 м.

На северо-востоке и в Юго-Западном Притиманье аналоги нижнеустынской свиты, представленные более разнообразными типами пород и имеющие менее яркую окраску, чем на западе, труднее выделяются в общем разрезе татарского яруса. Следствием этого явились неоднократные высказывания целого ряда геологов, проводивших в этих районах маршрутные исследования, об отсутствии здесь вообще нижнеустынской свиты (Воллосович, 1938 г.; Люткевич, 1936б).

В 1948 г. при детальном изучении разреза верхней перми по р. Выми и его притокам А. И. Зоричевой были выделены аналоги нижнеустынской свиты, правильность чего впоследствии была подтверждена бурением скважин в нижнем течении р. Выми, где аналогичные образования были вскрыты в низах татарского яруса (в районе Сереговских дислокаций).

Выходы в рассматриваемой северо-восточной части описываемой территории аналогов нижнеустынской свиты весьма ограничены. На них указывает А. А. Малахов в районе Ирасской структуры по рекам Елве и Пест-ю и на отрезке р. Мезени между впадением в нее рек Нюж-Пола-иоль и Пест-ю, где этим автором они были описаны как елвинские слои. Как было указано выше, А. И. Зоричева выделила их в разрезах р. Пытыр-ю и на погружении Большепорожской структуры. В последнее время в районе с. Лешуконского на р. Мезени была пробурена глубокая скважина, которой под четвертичными отложениями вскрыта нижнеустынская свита. По данным Л. С. Коссового (1961 г.), здесь она представлена в основании переслаиванием розовато-серых и серых песчаных алевролитов, переходящих в кирпично-красные песчаные алевролиты с единичными прослоями известковистых песчаников и известняков (мощностью 63 м). В средней и верхней частях толщи найдены остракоды плохой сохранности.

Нижнеустынская свита на самом севере в бассейне р. Мезени была выделена Я. Д. Зеккелем как верхнекимженские слои (песчаниковый горизонт), которые он, а за ним и В. В. Маркин условно относили к татарскому ярусу ввиду находок в них отпечатков раковин, похожих на морских казанских пелеципод, принадлежащих роду *Pecten* и *Schizodus*. Эти слои обнажаются по левым притокам р. Мезени (в верховьях рек Кимжи, Ежуги и Большой Чеце) и в низовьях самой р. Мезени, ниже с. Тимшеля.

Контакт верхнекимженских слоев с казанским ярусом нигде в обнажениях Я. Д. Зеккелем не наблюдался. Несколько ранее он был описан М. Едемским на левом берегу р. Мезени у мыса Масляного (Едемский, 1930 г.), после чего окончательно утвердился верхнепермский возраст «мезенских красноцветов». Ф. Н. Чернышевым они относились к «ниж-

ней красноцветной толще» (Чернышев, 1915). Контакт этих слоев с доломитизированными известняками казанского яруса был описан также в разрезе Мезенской скважины В. В. Маркиным (1950 г.). Здесь (без видимого перерыва) на карбонатной толще казанского яруса залегает пачка коричневато-бурых мергелей, сильнопесчанистых, с тонкой горизонтальной слоистостью, создающейся наличием многочисленных прослоек серого алевролита. Мергелям подчинены прослои розовато-желтого алевролита и светло-серого песчанистого известняка, залегающего в основании пачки. Породы, составляющие остальную часть верхнекимженских слоев (выходящие в обнажениях) представлены в основном алевролитами розовато-серой и серой окраски внизу и буровато-красной — вверху. Они известковисты и слюдисты тонкогоризонтальнослоисты. Серые разности, более грубослоистые, переходят в песчаники, в которых наблюдаются крупные и мелкие волноприбойные знаки. Все породы слабо огипсованы. Кластический материал в них представлен угловато-окатанными зернами кварца; из других минералов присутствуют бесцветная слюда, микроклин и акцессорные минералы. Как уже упоминалось, в самых низах свиты Я. Д. Зеккелем были найдены отпечатки раковин *Pecten* sp. и *Schizodus* sp., что вызвало у него сомнение в татарском возрасте этих слоев. Общая мощность их оценивается в 35 м.

Граница верхнекимженских слоев с вышележащими нисогорскими слоями проводится условно по появлению мергелей, присущих нисогорским слоям.

Отложения татарского яруса, характерные для бассейна р. Пинеги, очень ясно прослеживаются в обнажениях среднего течения этой реки начиная от контакта их с казанским ярусом у деревень Чуркиной и Марьина Гора до устья р. Сямженги. Нижнеустыинская свита выделяется в этом разрезе начиная от д. Марьина Гора до с. Шардонем, где А. И. Зоричевой, изучавшей эти разрезы в 1949 г., проводится условная граница их с вышележащей шардонемской свитой (Зоричева, 1952 г.). На контакте нижнеустыинской свиты с известняками казанского яруса наблюдается пачка алевролитов светло- и красновато-коричневых с более тонкими прослоями светло-серых мелко- и тонкослоистых известковистых и доломитовых алевролитов. Выше алевролиты становятся оранжево-коричневыми, местами пятнистыми и приобретают косую слоистость. На них налегают красновато-коричневые песчаные мергели с незначительными прослоями светло-серых алевролитов (с доломитовым цементом).

Описанная нижняя часть нижнеустыинской свиты, очень сходная с верхнекимженскими слоями Я. Д. Зеккеля, составляет толщу 24 м.

Средняя часть нижнеустыинской свиты состоит из однородноокрашенных оранжевых песчаников, кварцевых и известковистых, глыбистого сложения с неясно выраженной косой слоистостью. Ниже с. Шатова Гора наблюдается переход этих песчаников в типичные для этой свиты оранжевые пески. Последние, возможно, залегают лишь в толще пятнистоокрашенных алевролитов и алевролитовых мергелей. В оранжевых алевролитах встречаются участки породы, сплошь пронизанные тонкими жилочками кальцита с прихотливо ветвящимся рисунком.

Верхнюю часть свиты составляют оранжевые алевролиты (с прослоем алевролитового доломитизированного мергеля микрослоистого), также переходящие в песчаники. И в этой части свиты встречен прослой песчаника с узорчатыми планками кальцита. Весьма возможно, что они представляют собой явления псевдоморфоза по остаткам водорослей и могут служить определенным характерным признаком при

корреляции разрезов нижеустьинской свиты, не содержащей по существу никаких органических остатков.

Во всяком случае такого рода образования А. И. Зоричевой были описаны на р. Северной Двине, где они еще более четко выражены. Так же как и в верхнекимженских слоях, в нижеустьинской свите на р. Пинеге неоднократно отмечались волноприбойные знаки. В 1957 г. в верхней части нижеустьинской свиты М. А. Плотниковым близ с. Карпогоры на р. Пинеге были найдены остатки крупных костей реликтовых пеликозавров, казеид *Ennautosaurus tecton* Vjuch., in litt., изучающихся в настоящее время П. К. Чудиновым (Чудинов, 1957).

Обломочный материал в песчаниках и алевролитах этой свиты состоит по преимуществу из кварца и лишь в незначительном количестве в нем содержатся полевые шпаты. Кроме того, имеются акцессорные минералы и рудные.

Общая мощность нижеустьинской свиты на р. Пинеге не превышает 60 м. На водоразделе рек Пинеге и Северной Двины нижеустьинская свита хорошо обнажается по притокам этих рек Покшеньге и Ваенге. По р. Северной Двине выходы ее наблюдаются начиная от пристани Пичуг до с. Троицкого, где они впервые были подробно описаны Б. К. Лихаревым, а затем А. И. Зоричевой (1948 г.). Полный и мощный разрез со всеми контактами и изменениями этой свиты изучен Н. А. Пахтусовой по восьми скважинам, бурившимся в районе правобережных притоков р. Северной Двины, Нижней и Верхней Тоймы и р. Сефтры (Пахтусова, 1950 г.).

Как показало бурение, мощность здесь этой свиты значительно увеличивается по сравнению с районом Пинеге, достигая (в зависимости от условий залегания) 160—202 м. Она уменьшается на поднятиях и по восстанию слоев с востока на запад.

Контакт с казанским ярусом (наблюдающийся только в разрезах скважин) выражен неровной, заходящей карманами, границей красноцветной глинисто-мергельной пачки нижеустьинской свиты с верхней доломитовой пачкой казанского яруса. Нижнюю часть во всех разрезах составляет пачка, состоящая из коричневато-красных известковистых и огипсованных глин с прослоями серовато-голубого алевролита и розоватого огипсованного песчаника (мощностью от 2,5 до 7,2 м).

Выше (и в разрезах скважин и в обнажениях) наблюдается мощная однородная толща розовато-желтых и оранжевых тонкозернистых песков, уплотняющихся местами до песчаников, слабо сцементированных известковым цементом.

Местами в них заметна тонкая горизонтальная и косая слоистость. В этой части свиты, имеющей мощность от 83 до 126 м, нередко встречаются кирпично-красные алевролиты, которые чаще всего залегают в виде прослоев. В одном из разрезов скважин, однако, было установлено, что они иногда дают местные раздувы, образуя значительные по мощности (до 48 м) линзовидно залегающие горизонты.

Описываемая часть нижеустьинской свиты характеризуется содержанием весьма своеобразных конкреций розоватого и розоватобурого песчаника, имеющих форму беспорядочно переплетающихся шнуров, представляющих собой, по-видимому, трубки крупных червей (рис. 67, 68). Они образуют довольно мощные прослои в песках, что хорошо наблюдается в обнажениях около с. Троицы. Здесь же можно видеть и стволообразные конкреции с бугорчатой поверхностью и мелкими сосцевидными отростками (окаменевшая древесина) и включения конкреционного известковистого песчаника в виде караваев.

При расшлифовке отдельных трубок конкреций в некоторых из них удалось обнаружить сегментированные перегородки, что уже с большей

уверенностью позволяет высказывать предположение о принадлежности их морским илоядным червям, на что еще ранее указывали Б. К. Лихарев и Т. Я. Богачев. Б. К. Лихаревым в бассейне р. Устья были найдены

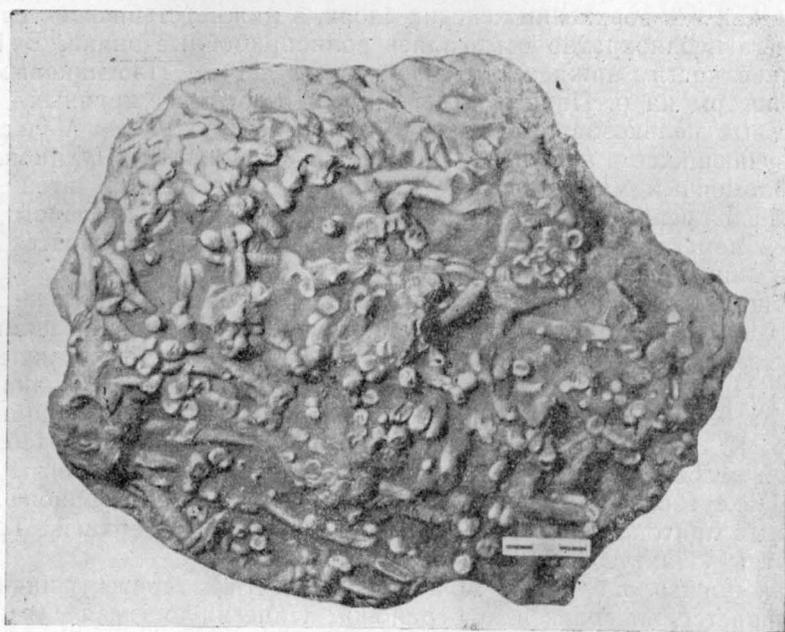


Рис. 67. Конкреционные образования из песков нижеустьинской свиты. Обнажение на р. Северной Двине у с. Троицы

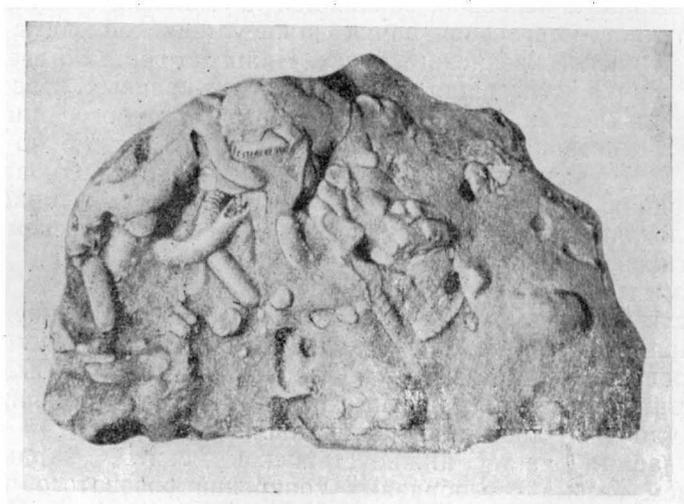


Рис. 68. Сегментированные трубки червей (?) в конкрециях нижеустьинской свиты

остатки обугленных растений и крупные обломки стволов *Dadoxylon biarmica* Kut.

Весьма интересное образование, похожее на следы гигантской водоросли (размером $1 \times 0,9$ м), было встречено А. И. Зоричевой на срезе бечевника близ д. Кяржа по правому берегу р. Северной Двины.

В поперечном срезе этого образования наблюдается тонкий причудливый рисунок в виде розы, создающийся неправильно концентрическим расположением нитевидных кальцитовых выполнений в коричневато-оранжевых песчаниках. Такого же типа образования, но значительно более мелкие и хрупкие конкреции скорлуповатого строения, наблюдаются в нижеустьинской свите и по р. Пинеге (в 2,5—3 км вверх по течению от с. Нижняя Едома), что явилось до известной степени корреляционным признаком при увязке этих свит. Расшлифованные участки породы с узорчатым выделением кальцита под микроскопом представляют собой карбонатные образования в виде нитей с разветвлениями и округлые и овальные, неправильной формы стяжения, похожие на сине-зеленые водоросли.

Верхняя часть нижеустьинской свиты мощностью 34—72 м в большинстве случаев представлена мелкозернистыми песчаниками коричневато-розовой и оранжевой окраски со светло-серыми пятнами. Они переслаиваются с красновато-бурыми алевролитами и содержат редкие прослои аргиллитов.

В одной из скважин (Верхне-Тойменской) песчаники этой части свиты имеют светло-серую и желто-коричневую окраску с серыми и зеленоватыми пятнами, что придает им вид типичного речного аллювия. Иногда в верхней части свиты встречаются крупные гнезда гипса.

Контакт нижеустьинской свиты с налегающей на нее сухонской свитой выражается постепенным переходом алевролитовых пород, окрашенных в розоватую и оранжевую окраску, в породы такого же типа, но блеклого, серого и коричневатого цвета, изменяющегося от присутствия в них доломитового цемента.

Минеральный состав песчаников и алевролитов нижеустьинской свиты Тойменского района характеризуется преобладанием в легкой фракции кварца (47—89%) и значительным количеством полевого шпата (10—34,5%). Постоянным компонентом является бесцветная и зеленая слюда (до 10%) и иногда присутствуют обломочки кремнистых пород. В составе тяжелой фракции преобладают рудные (23—57%), представленные магнетитом, ильменитом, лейкоксеном и гидроокислами железа. Затем идет гранат (15—44%), всегда присутствуют, но в меньших количествах циркон; эпидот, турмалин, рутил, сфен, роговая обманка и титанистые минералы.

С достаточной полнотой и детально изучена нижеустьинская свита и к югу от ее выходов по берегам р. Северной Двины и р. Устья— в центральной части Сухонского вала. Благодаря хорошей обнаженности и структурному бурению здесь четко определяются ее контакты как с морскими казанскими отложениями, так и с сухонской свитой татарского яруса.

Верхняя половина этой свиты выходит на поверхность по р. Сухоне на отрезке ее между д. Копылово и устьем р. Кобылье, а также у д. Побойщной и в нижнем течении притоков — Большой Бобровке и Левоу Сученьге. Нижняя половина ее на этом участке вскрыта четырнадцатью скважинами.

Здесь, как и в других районах, в основании нижеустьинской свиты залегают характерная мергельно-алевролитовая пачка мощностью 8,55—11 м. В нижней части она состоит из переслаивания пятнисто-окрашенных желтовато-зеленых и коричневатых алевролитов и светло-серых кварцевых песчаников. Выше эти породы переходят в светлоокрашенные зеленоватые песчаные мергели, частью доломитизированные, содержащие неправильные прослои песчанистого в той или иной степени доломитизированного известняка.

В этой пачке А. И. Зоричевой были найдены фораминиферы, определенные М. И. Сосниной как аммодисциды, и несколько раковин, близких роду *Archaeodiscus* (?). Вся остальная часть нижеустьинской свиты слагается преимущественно однородными кварцевыми алевритистыми песками, то интенсивно, то слабо окрашенными в оранжевый и розовато-желтый цвет. В самой верхней части они нередко имеют светло-серую с легким желтоватым оттенком окраску. Пески уплотненные, горизонтальнослоистые, мелко- и среднезернистые. В них содержатся, как и в песках р. Северной Двины, характерные шнурообразные и цилиндрические конкреции, но в меньшем количестве. Наблюдаются уплотненные до песчаников прослои с плитчатой отдельностью и прослои неоднородно окрашенных в серый и коричневый цвет доломитизированных аргиллитов и мергелей (мощность до 0,70—1 м). Один из таких прослоев песчанистого доломита послужил маркирующим горизонтом при структурном картировании Сухонского вала (Плотников, 1950 г.): Мощность нижеустьинской свиты (частично здесь размытой в сводовой части поднятия) изменяется от 87 до 103 м и уменьшается в районе Побоищенского поднятия до 65—75 м.

Основной ассоциацией прозрачных тяжелых минералов пород этой свиты является ставролит-турмалин-циркон-гранатовая; встречаются также дистен, эпидот, роговая обманка, рутил и др. Непрозрачные тяжелые минералы представлены гидроокислами железа и лейкоксеном. Легкая фракция состоит из кварца и полевого шпата (микроклина и плагиоклаза) сильно выветрелого.

К юго-западу от выходов нижеустьинской свиты в центральной части Сухонского вала она появляется в единичных обнажениях р. Яхреньги и верховьев р. Ваги, а затем западнее г. Череповца, представляя собой те красноцветы, которые обычно показывались на геологических картах как уфимские.

О ее составе и мощностях в этой части Севера Русской платформы прекрасное представление дают скважины, пробуренные по профилю г. Вологда — Пошехонье-Володарск (Никитин, 1950). Здесь нижеустьинская свита, вскрытая полностью в двух пунктах — г. Вологде на глубине 104—191 м и с. Владычном на глубине 158—239 м, — имеет еще значительную мощность (87 и 91 м), но несколько отличается по своему облику от более северных разрезов. По описаниям С. Я. Никитина, она слагается по преимуществу песчаниками мелко- и тонкозернистыми, переходящими в алевролиты. Окраска этих пород (переслаивающихся между собой без четких границ) светло-серая, голубовато-зеленоватая и желто-серая, коричневая и красновато-бурая иногда с лиловыми расплывчатыми пятнами. Цемент этих существенно кварцевых пород карбонатный и гипсовый. Местами встречаются прослои глинистых, слюдистых и рыхлых песчаников с косой слоистостью. Песчано-алевролитовым породам подчинены прослои глин, большей частью песчаных, имеющих ту же окраску. Более редки прослои тонкослоистых пластичных глин и светлоокрашенного мергеля. С. Я. Никитин описывает и характерные для нижеустьинской свиты трубчатые конкреции и значительную огипсованность пород, выраженную в виде прослоев, состоящих из желваков, прожилок и вертикальных трещин выполнения (селенитом). Из органических остатков здесь почти ничего не найдено, если не считать нескольких экземпляров остракод из одного образца, определенных только до рода (*Darwinula* и *Permiana*). Граница нижеустьинской свиты с сухонской свитой проведена здесь условно по появлению карбонатных пород.

На северо-восточном периклинальном погружении Сухонского вала татарский ярус пройден полностью тремя близко расположенными друг

от друга глубокими скважинами — в г. Котласе, с. Коряжме и г. Сольвычегодске.

В этом районе глубокого погружения кристаллического фундамента нижеустьинская свита приобретает самую большую мощность (около 228 м), увеличиваясь за счет появления в нижней ее части мощной песчано-алевролитовой пачки в 65—75 м. Эта пачка состоит в основном из кирпично-красных алевролитов, переслаивающихся с красно-бурыми известковистыми песчаниками, которым подчинены прослои более известковистых зеленовато-серых алевролитов и единичные прослои бурых мергелей и пористых известняков. В свое время им было присвоено название коряжемских слоев, выделенных в своеобразную переходную фацию от морских казанских отложений к континентальным татарского яруса (Зоричева, Зеккель, 1940; Зоричева 1948 г.). По времени образования они должны соответствовать той пачке доломитизированных слоистых пород, которая наблюдается всюду в основании западных разрезов нижеустьинской свиты. Вопреки мнению Е. М. Люткевича, они правильно были выделены А. И. Зоричевой в 1948 г. и в бассейне р. Вымы, что впоследствии подтвердилось бурением на Сереговской структуре.

В Котласском районе выше описанной пачки коряжемских слоев развиты оранжевые и желто-коричневые тонкозернистые кварцевые пески и слабо сцементированные пятнистоокрашенные песчаники (такого же типа, как и в разрезах р. Северной Двины) с единичными маломощными прослоями доломита в самой верхней части. Нижняя граница свиты здесь четко отбивается по подошве алевролитов, залегающих на известняках с морской фауной. Верхняя же граница определяется появлением типичных для сухонской свиты доломитизированных мергелей, содержащих остракоды.

Почти на той же глубине, как и в с. Коряжме, нижеустьинская свита была пройдена Яренской опорной скважиной, где она выделена А. И. Зоричевой в интервале 489,5—357,7 м мощностью 131,8 м. Здесь характер разреза несколько изменяется и типы слагающих свиту пород становятся более разнообразными. Нижняя часть свиты, однако, очень сходна с Коряжемским разрезом, будучи представлена теми же красновато-коричневыми (с прослоями сероватых и пятнистоокрашенных) алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, имеющими, правда, несколько меньшую мощность (55,8 м). Мощная толща песков и песчаников Коряжемского разреза, столь характерная для разрезов бассейна р. Северной Двины, здесь отсутствует. Ее заменяют переслаивающиеся серовато-коричневые и голубовато-серые мергели и алевролиты, содержащие незначительные прослои известняков. К верхней части свиты приурочены прослои аргиллитов, доломита, брекчированного известняка и известковистой глины.

Мощность нижеустьинской свиты в Яренском районе определяется в 132 м с совершенно четкой нижней границей и несколько условной верхней. Никаких органических остатков здесь не найдено.

Минеральный состав пород нижеустьинской свиты этого района почти ничем не отличается от такового более западных районов распространения этой свиты, если не считать несколько большего обогащения тяжелой фракции зеленой роговой обманкой.

В Юго-Западном Приитиманье аналоги нижеустьинской свиты выделены и изучены А. И. Зоричевой в 1948 г. в среднем течении р. Вымы на юго-западном крыле Большепорожской структуры. Здесь в обнажениях, расположенных в 2,2 км от пос. Божью-Дор (вверх по течению), на известняках казанского яруса залегает пачка мергельно-алевролитовых пород, весьма типичных для той части нижеустьинской

свиты, которая имеет переходный характер от морских казанских отложений к типичным красноцветам татарского яруса. Вниз по течению от этих выходов нижеустьинская свита погружается под более молодые образования татарского яруса (на которые трансгрессивно налегает нижний триас) и снова появляется в периклиналиной части Сереговской структуры. На этой структуре она полностью пройдена целым рядом скважин, по разрезам которых можно было установить изменение ее мощности в зависимости от условий залегания (от 60 до 80 м) и общность типа разрезов с Яренским на ее западном погружении.

Так, например, в разрезе скв. 24 она легко распознается по тем же красновато-коричневым с зеленовато-серыми пятнами и прослоями алевролитам, содержащим редкие прослой глинистых известняков, которые слагают нижние 55,5 м Яренского разреза нижеустьинской свиты. В отличие от последнего здесь алевролиты содержат мелкую рассеянную галечку глинистых и известково-глинистых пород. Следует отметить, что наличие мелких обломков и галек характерно вообще для всех пород татарского яруса Юго-Западного Притиманья и, по-видимому, объясняется близостью источника сноса, в котором существенную роль играл размыв нижепермских красноцветов, имевших более широкое, чем в настоящее время, распространение по западному склону Тимана.

Последним районом распространения отложений, синхроничных нижеустьинской свите, является бассейн р. Мезени. В области верхнего течения р. Мезени (Мезенская пегля), на участке от устья р. Везюдо р. Лебы, по р. Лебе и ниже ее впадения по правому берегу р. Мезени, а также по рекам Елве и Ирасу, в мелких структурных поднятиях выведен на поверхность нижний горизонт татарского яруса, названный А. А. Малаховым елвинским (Малахов, 1940 г.). Контакты его с морскими казанскими отложениями этим исследователем и А. М. Плотниковым наблюдались в нижнем течении р. Мезени, а с вышележащим мезенским горизонтом по р. Мезени в 1,5—2 км ниже устья р. Лебы.

Елвинский горизонт А. А. Малахова слагается светло-серыми и желто- и зеленовато-серыми мергелями и глинами, переслаивающимися с белыми и голубовато-серыми известняками. В толщу этих зеленовато-серых пород вклиниваются пропластки (0,1—1 м) красновато-бурых алевролитов.

В известняках, местами сильно пиритизированных и издающих битуминозный запах, нередко наблюдается тончайшая слоистость. Наряду с этим встречается и брекчиевидная структура, создающаяся скоплением мелких известковистых желвачков конкреционного (водорослевого?) происхождения. Приведенный комплекс пород имеет большое сходство с тем, которым выражены аналоги нижеустьинской свиты, выделенные А. И. Зоричевой в бассейне среднего течения р. Выми и в разрезах скважин Сереговской структуры.

К сожалению, отложения татарского яруса бассейна р. Мезени из-за плохой обнаженности и отсутствия буровых скважин оказались более слабо изученными, чем в других районах Севера.

Даже те сравнительно небогатые материалы геологической съемки А. А. Малахова нельзя использовать в полной мере, поскольку собранная им из низов татарского яруса фауна осталась необработанной.

Е. М. Люткевич, всегда сопоставлявший елвинский горизонт с нижеустьинскими слоями (1935, 1938 г.), за последнее время изменил свою точку зрения, считая, что характерной особенностью нижеустьинской свиты является повсеместное и полное отсутствие в ее отложениях фауны. На этом основании и по соображениям структурного порядка он считает, что нижеустьинская свита к востоку от г. Яренска (ближе

к структурам западного склона Тимана) выклинивается и, следовательно, в бассейне р. Выми отсутствует. Отложения же сухонской свиты и синхроничные ей елвинского горизонта распространяются дальше на восток, чем нижнеустыинская свита, перекрывая ее трансгрессивно (Люткевич, 1958).

Все эти рассуждения не подкрепляются никакими фактическими данными и, что еще хуже, делаются без учета имеющихся фактических материалов. Прежде всего, совершенно неверно утверждение, что в бассейне р. Выми отсутствует нижнеустыинская свита. Если признать правильным выделение ее в разрезе Яренской опорной скважины (что признает и сам Люткевич), то непонятно, как можно отрицать ее присутствие в разрезах скважин Сереговской структуры (а следовательно, и бассейна р. Выми), где она выражена однотипно с Яренским разрезом.

Имея возможность теперь убедиться на материалах бурения в изменении типа разрезов нижнеустыинской свиты с запада на восток и обогащении ее в этом направлении карбонатными породами, нельзя искать на востоке аналогов нижнеустыинской свиты, выраженных только песчаниками и алевролитами. Если считать, что казанское море отступало на север и песчано-алевролитовые фации нижнеустыинской свиты западных районов представляют собой пляжевые образования регрессировавшего моря (на чем сходятся почти все геологи и о чем пишет и сам Е. М. Люткевич), то возможно развитие в наиболее северных районах и, вероятно, вдоль западного склона Тимана алевролиток-карбонатных образований этой свиты морского происхождения, близких к таковым казанского яруса.

В районе Большепорожской структуры и бассейне р. Мезени значительную часть разреза, соответствующую нижнеустыинскому времени, составляют битуминозные известняки и мергели, совсем не похожие на пресноводные отложения. На тесную связь отложений татарского яруса (верхнекимженские слои) с казанскими (ковальские слои) р. Мезени в свое время указывал Я. Д. Зеккель.

Сухонская свита. Сухонская свита Севера Русской платформы, являющаяся синонимом уржумской свиты более южных ее районов, имеет существенно иной, чем нижнеустыинская свита, доломитово-мергелевый состав пород.

Ее нижняя граница поэтому определяется более четко, чем верхняя, которая в большинстве случаев проводится условно вследствие почти одинакового характера пород верхней части сухонской свиты и нижней северодвинской. Трансгрессивного залегания последней на сухонской свите ни в одном конкретном разрезе на Севере пока не наблюдалось.

Особую условность приобретает верхняя граница отложений сухонского времени в северных и восточных районах рассматриваемой территории (бассейн рек Мезени, Пинеги и Выми), где изученность татарского яруса еще очень слаба как в отношении петрографического состава пород, так и в палеонтологическом.

По существу для сопоставления стратотипического разреза сухонской свиты бассейна р. Сухоны с синхронизируемыми нисогорским и мезенским горизонтами р. Мезени Я. Д. Зеккеля и А. А. Малахова, шардоменской свитой р. Пинеги А. И. Зоричевой и горизонтом «В» К. К. Воллосовича на р. Выми имеются только данные об одинаковом положении их в разрезе татарского яруса. Однако данных об изменении мощностей и составе пород, а также характерном для всех районов руководящем комплексе остракод еще недостаточно, и сопоставление этих стратиграфических горизонтов в существующей литературе

проводится в самых общих чертах. Поэтому, отступая от принятого порядка описания разрезов верхнепермских отложений с севера на юг и с запада на восток, целесообразнее начать характеристику сухонской, а затем и северодвинской свит с их стратотипических разрезов, т. е. с района Сухонского вала.

Отличительной особенностью сухонской свиты от других свит татарского яруса здесь являются светлые тона серой и коричневой окраски слагающих ее пород (за счет их значительной доломитизации) и подчиненных карбонатным породам прослоев светло-серых алевролитов.

Характерными признаками являются нередко наблюдающиеся в низах свиты огипсованность пород и включения красных кремней. В бассейне р. Сухоны сухонская свита выходит на поверхность в среднем течении этой реки и нижних ее притоков по периферии контура выходов нижнеустынской свиты, слагающей центральную часть Сухонского вала. По выходам этой свиты к востоку от последнего Е. М. Лютиковичем установлен ряд мелких поднятий, формирующих общую Куножокичменгскую полосу поднятий северо-восточного простирания.

Сухонскую свиту можно наблюдать в обнажениях р. Сухоны начиная от д. Камчуга до д. Полдарса, откуда вниз по течению она погружается под отложения северодвинской свиты. Мощность свиты около 55 м.

По данным детальной съемки в бассейне р. Сухоны (Плотников, 1950а), в сухонской свите можно выделить три отличающиеся друг от друга пачки пород. Нижняя представлена доломитами и тонкослоистыми доломитистыми аргиллитами, содержащими редкие прослои светлоокрашенных алевролитов, переходящих в мелкозернистые пески. Иногда в нижней части пачки встречаются своеобразные пятнистоокрашенные (зеленоватые с красными пятнами) конгломератовидные аргиллиты, пронизанные ветвящимися светло-серыми прожилками. Нередко наблюдаются прослои (от 1—1,5 до 2—3 см) оолитовых стяжений кремня, с которыми ассоциируются прослои палыгорскита и псевдоморфозы по кристаллам каменной соли. В этой пачке найдены остракоды: *Darwinula cf. nasalis* Schar., *Darwinula cf. stelmachowi* Spizh. и оогонии харовых водорослей. Мощность ее 13,5—20,5 м.

Средняя пачка, выделявшаяся А. Н. Федоровым в качестве маркирующего «Дмитриевского горизонта», сложена доломитами белого или светло-серого цвета с желтоватым оттенком, переслаивающимися с серым и зеленовато-серым тонкослоистым аргиллитом. В породах содержатся обильные желтовато-серые и красновато-бурые кремневые конкреции величиной до 0,5 см. Мощность пачки 9—9,5 м. Она прослеживается по р. Сухоне на участке деревень Белая—Ключи—Озерки—Устье—Городищенское и по р. Городишне и может служить хорошим маркирующим горизонтом.

Верхняя пачка выделяется по появлению красновато-бурых тонкослоистых доломитистых мергелей и аргиллитов. Выше этого слоя идет чередование светло-серых, иногда зеленоватых, доломитов, красновато-бурых мергелей и доломитистых аргиллитов. Прослои известняков, так же как и прослои белого или светло-серого кварцевого песка, редки. В некоторых разрезах в этой пачке, как и в нижележащих, встречаются стяжения кремня и псевдоморфозы по NaCl. Из фауны здесь найдены: остракоды—*Darwinula stelmachowi* Spizh., *D. parallela* Spizh., *D. inornata* Spizh., *D. perlonga* Schar., *D. nasalis* Schar., *D. spizharsky* Pozn., *Sinusuella ignata* Spizh., *Permiana elongata* Pozn., *P. vjatkensis* Pozn.; пелециподы—*Palaeomutella* Amal.; рыбы—*Amblypterus cf. tuberculatus* Eichw., мелкие ганоидные типы

Amblypterus — *Paramblypterus*., *Acrolepis* cf. *rombifera* Eichw., *Platysomus* sp. Мощность пачки 24—25 м.

В песках и песчаниках сухонской свиты, выходящих в устье ручья, впадающего в р. Сухону в 10 км выше д. Березовой Слободки, Е. М. Люткевичем были обнаружены разрозненные остатки костей позвоночных. И. А. Ефремов отнес их к родам *Pelicosauria* и *Stegoccephalia*, близким к мезенскому котилозавровому комплексу позвоночных.

Ассоциации тяжелых и легких минералов сухонской свиты почти ничем не отличаются от таковых нижеустьинской свиты.

На северо-восточном погружении Сухонского вала сухонская свита полностью вскрыта скважинами в г. Сольвычегодске и с. Коряжме, где разрез татарского яруса изучался А. И. Зоричевой (Зоричева, 1939 г., 1941 г.). Этим автором она отделялась от северодвинской свиты по принципу определения степени доломитизации пород: в первой скважине на глубине 77—124 м мощностью 46—47 м, во втором случае в интервале 65—135 м мощностью 70 м. В этих, близко расположенных друг от друга, районах сухонская свита сложена светло-коричневыми, серо-зелеными и зеленовато-серыми мергелями (нередко конгломератовидными и алевролитистыми), большей частью доломитизированными. Очень часто они пронизаны тонкими ветвящимися прожилками коричневыми в светлоокрашенных породах и зеленовато-серыми или зелеными в темноокрашенных. Мергелям подчинены прослой кавернозных доломитизированных и глинистых (с окремнением) известняков и более мощных буровато-серых и светло-серых доломитов. Последние, так же как и прослой зеленовато-белых кварцевых песков, развиты по преимуществу в нижней части свиты. Характерной особенностью отложений сухонской свиты здесь (как и в других районах) является тонкая горизонтальная и ленточная слоистость пород.

В комплексе остракод, определенных из этих скважин А. И. Зоричевой, имеются: *Darwinula parallela* Spizh., *D. stelmachowi* Spizh., *D. inornata* Spizh., *D. spizharskyi* Pozn., *D. trapezoidales* Schar., *Sinusuella ignata* Pozn., *Sinusuella vjatkensis* Pozn., *Tomiella* sp. nov. Кроме остракод, встречены оогонии харовых водорослей — *Gyroporella* (?).

Сухонская свита в районе городов Котласа, Сольвычегодска и Коряжмы имеет очень большое сходство с выходами ее по р. Сухоне в обнажениях близ д. Белой Тозьмы и у Васькиного Лога.

К юго-западу от Сухонского вала маломощные выходы этой свиты на поверхность известны в единичных пунктах по рекам Кубене, Сямжене, Яхренье и Верденье, а более полный разрез ее, но уже значительно сокращенный, вскрыт в некоторых скважинах Вологодского района.

Изучавший этот район Я. С. Никитин к сухонской свите отнес карбонатные отложения, залегающие на нижеустьинской свите и покрывающиеся пестроцветной толщей нижнего триаса, пройденные скважинами по профилю города Вологда — Пошехонье-Володарск. Они имеют мощность 11,5—13,5 м и слагаются в нижней части пачкой мергелей и известняков, кверху переходящих в переслаивание голубовато-серых и бурых тонкозернистых известковистых песчаников с менее мощными прослоями серых известняков, доломитов и мергелей. В этой части разреза найдены остракоды, среди которых имеются виды, главным образом принадлежащие родам *Darwinula* и *Volganella*, характерные для сухонской свиты Сухонского вала.

Отложения сухонской свиты к северу от бассейна р. Сухоны выделяются в среднем течении р. Северной Двины в объеме примерно ниж-

ней половины верхнетойменской толщи Б. К. Лихарева. Выходы последней этим исследователем были детально описаны по берегам р. Северной Двины, начиная от с. Черевково вниз по течению до с. Троицы (Лихарев, 1934 г.).

Позднее Е. М. Люткевич на основании беглого маршрута по р. Северной Двине и др. разделил верхнетойменскую толщу на сухонские и северодвинские слои, не указав, однако, конкретно, в какой части этой толщи он проводит границу и по каким признакам отличия или сходства с аналогичными слоями Сухонского вала он делит эту толщу, изменчивую на близких расстояниях и пеструю по составу пород. В качестве единственного аргумента выделения здесь северодвинских слоев этот автор приводил давно известную находку *M. Едемского* — кости *Inostranzewia* из линзы песка у д. Верхняя Тойма. Это высказывание в общем виде, сформулированное весьма лаконично: «нижняя часть толщи относится к сухонским слоям, а верхняя к северодвинским» (Люткевич, 1935), не могло послужить основанием для пересмотра стратиграфической схемы Б. К. Лихарева и выделения на геологической карте в бассейне р. Северной Двины сухонской и северодвинской свит (Зоричева, 1940 г.).

Возможность сопоставления верхнетойменской толщи с Сухонским разрезом татарского яруса и проведения более обоснованного деления на свиты представилась после проведения в бассейне среднего течения р. Северной Двины Н. А. Пахтусовой детальной геологической съемки с бурением значительного количества скважин. Этими работами выяснилось, что те трудности, которые не позволяли дать более дробное расчленение верхнетойменской толщи, заключались в резкой разнице типов ее разрезов на востоке и западе этого сравнительно небольшого района (Пахтусова, 1950 г.).

Если на западе в этой толще четко выделяются три определенные пачки пород, различные по своему составу и окраске, то на востоке такое деление сильно усложняется. Здесь наблюдается частое переослаивание небольших по мощности слоев, пестрых по составу и окраске пород, с постепенными переходами и изменениями на коротких расстояниях.

Для характеристики восточного типа разреза в той его части, которая сопоставляется с сухонской свитой, непрерывный и полный разрез дает крелиусная скважина, пробуренная до глубины 176 м в д. Верхняя Тойма. Здесь А. И. Зоричевой, изучавшей этот разрез в 1948 г., выделяются нижеустьинская свита (не полностью пройденная в интервале 176—82,88 м), сухонская (на глубине 82,88—31,40 м; мощность около 52 м) и нижняя часть северодвинской свиты (в интервале 31,4—4,8 м). Граница между нижеустьинской и сухонской свитами проводится по кровле пачки пород, в которой получают преобладание желто-коричневые мелкозернистые песчаники с глинисто-доломитовым цементом, характерные для верхней части нижеустьинской свиты. Верхняя граница сухонской свиты более условна. Она проводится по основанию слоя темно-коричневой глины, содержащей гальку подстилающих ее мергелей.

Выше этого слоя в породах встречается в рассеянном виде галечка мергеля, кремня и кварца, свойственных отложениям песчаных линз северодвинской свиты. Содержание мелкого гравийно-галечного материала такого же состава характерно для пород, обнажающихся по р. Сваге (правому притоку р. Северной Двины), выделенных Н. А. Пахтусовой в сважские слои и относящихся к верхней половине верхнетойменской толщи, т. е. к той части, которая может быть сопоставлена с частью северодвинской свиты.

Другим косвенным признаком при разделении верхнетойменской толщи на сухонские и северодвинские слои может служить слой своеобразного типа карбонатной породы (оолитового известняка с прослоями алевролита), хорошо прослеживающийся местами в обнажениях р. Северной Двины, особенно в устье ее правого притока р. Ерги. Эти образования были неоднократно описаны на р. Сухоне в обнажении «Бык» в контактовой зоне между сухонскими и северодвинскими слоями. Такая же порода была встречена А. И. Зоричевой на р. Выми и отнесена к основанию северодвинской свиты, так как в ней наряду со своеобразными известковыми конкрециями в виде «ушков» были найдены антракозиды, встречающиеся в отложениях этого возраста.

Часть восточного разреза верхнетойменской толщи, соответствующая сухонской свите, слагается, как и на р. Сухоне, зеленоватыми и серыми (различных оттенков) мергелями и алевролитами, переходящими кверху в пестроокрашенные полосчатые глины с прослоями мергелей, известняков и доломитов. В верхней части свиты среди аналогичных пород появляются белесо-коричневые мергели и темно-коричневые глины, более обогащенные алевролитом. Большинство пород имеет прекрасно выраженную ленточную слоистость, что является характерной особенностью отложений сухонской свиты. Более детально в разрезе скважины сухонская свита имеет следующий состав (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые алевролиты (с зелеными выцветами по горизонтальной слоистости) переслаиваются со светло-серым пористым известняком и мергелем. В основании залегают ленточнослоистые зеленоватые, белые, темно-серые и светло-зеленые мергели с прослоями слюдястой песчанистой глины и мелкозернистого известняка 10,70 м
2. Глины известковистые, пестроокрашенные, ленточнослоистые. Чередуются правильные полосы серой, белой, темно-коричневой и зеленой окраски. Глины переходят в темно-серый мергель с прослоем известняка. Внизу микрослоистые коричневые глины расслаиваются светло-серыми прослойками алевролита и мелкозернистого кварцевого песка, переходящего в песчанистый известняк. Основание пачки составляют светло-коричневые песчаники и песчанистые слоистые глины 14,76 „
3. Мергели известковистые, светло-зеленые, переслаивающиеся с глинистыми мергелями красновато- и желтовато-коричневыми с прожилками другой окраски. Породы тонкогоризонтальнослоистые. Песчаные разности содержат известняковую гальку. В основании — серые микрослоистые глины, переслаивающиеся с более мощными прослоями коричневой глины, содержат прослой пористого известняка и более тонкие прослойки белого мергеля 12,62 „
4. Мергели белесо-коричневые, сильноизвестковистые, с прослоем белого горизонтальнослоистого мергеля, а также темно-коричневые глинистые мергели и известковистые глины с прослоями кварцевого алеврита и алевролита. Внизу пестрые ленточнослоистые глины с примзками медной зелени переходят в мергель, а затем в глинистый известняк 13,40 „

Почти все выделенные в разрезе скважины комплексы пород хорошо увязываются со слоями, последовательно появляющимися в береговых обнажениях правого берега р. Северной Двины ниже по течению, а главное в более полных разрезах близ впадения в нее р. Сефтры. Ниже устья этой реки и до р. Халуихи верхнетойменская толща представлена уже другим разрезом — западного типа.

Здесь Н. А. Пахтусова, проводившая детальную геологическую съемку, установила по материалам шести крелиусных скважин и естественным выходам в составе верхнетойменской толщи три комплекса пород: нижний сероцветный мергельно-аргиллитовый, средний красноцветный алеврито-аргиллитовый и верхний зеленоцветный мергельно-глинисто-алевролитовый. Два нижних комплекса относятся ею к сухонской свите, а верхний выделяется в северодвинскую свиту. Сухонская свита в указанном объеме имеет здесь следующий состав. В основании ее залегает пачка тонко переслаивающихся светло-серых мергелей и

известковистых аргиллитов, содержащих мелкие карбонатные включения, и прослоечки желто-серых алевролитов. Породы этой части разреза нередко загипсованы (встречаются прослои до 0,2 м и отдельные гнезда). Эта часть разреза вскрыта пятью скважинами мощностью 6—22,5 м и прослеживается по обоим берегам р. Северной Двины от устья р. Нижней Тоймы до д. Каменный Нос, а также по ее притокам Рехте и Шошельце.

Мергельно-аргиллитовая пачка без определенной границы переходит кверху в красноцветную аргиллит-алевролитовую. Она состоит по преимуществу из аргиллитов и алевролитов (реже глин) красной и коричневой окраски различных оттенков, на фоне которой иногда появляются голубые и серые пятна. В виде единичных прослоев среди этих пород содержатся тонкозернистые зеленовато-серые песчаники и розовато-серые песчаные конкреционные мергели и карбонатные стяжения. Породы неслоистые, имеют глыбистое сложение, оскольчатую отдельность и раковистый излом. Наибольшая мощность этой пачки в 80 м была вскрыта скважиной в д. Ю. Коргово. Выходы ее наблюдаются в обнажениях по рекам Сефтре, Северной Двине, Нижней Тойме, Ухважу, Юле и Большому Семрасу.

Она покрывается пачкой пород, в которых преобладает зеленоцветная окраска и появляется комплекс остракод, характерных для северодвинских слоев. Контакт этих отложений можно наблюдать в некоторых обнажениях по р. Сефтре, по р. Северной Двине на участке Сефтринского поднятия и по р. Нижней Тойме.

Органические остатки в западном разрезе сухонской свиты, так же как и в восточном, не найдены. По минеральному составу красноцветная часть сухонской свиты отличается пониженным содержанием кварца, ставролита, граната и дистена и повышенным количеством минералов из группы эпидота.

Как видно из приведенных данных, сухонская свита в среднем течении р. Северной Двины претерпевает значительные изменения и в западной части не имеет того строения, которое для нее характерно в бассейне р. Сухоны. Такое изменение ее состава связано, по-видимому, с крайним положением части того обширного озерного бассейна, с которым принято связывать формирование осадков сухонской свиты.

Вначале здесь существовали условия с повышенной концентрацией солей, присущей водам мелководной части бассейна, на что указывает образование гипсов в нижней части свиты. Постепенное опреснение этого бассейна речными водами, поступавшими в него с запада и принесившими терригенный материал, выразилось отложением красноцветной пачки сухонской свиты. По-видимому, главную роль, как источник питания, для формирования этих осадков играли красноцветные песчаные отложения нижеустьинской свиты, широко развитые на западе, на которые так похожа нижняя часть красноцветной пачки в разрезе Корговской скважины.

Красноцветная фация сухонской свиты, развитая на р. Северной Двине сравнительно на небольшой площади (и только в краевой зоне ее распространения), особенно широкое развитие приобретает в бассейне рек Пинеги и Мезени. По р. Пинеге в 1949 г. А. И. Зоричевой она была выделена под местным названием — шардоменской свиты, поскольку состав ее сильно отличается от такового стратотипического разреза р. Сухоны. Разрез шардоменской свиты А. И. Зоричевой выделяется в разрезе татарского яруса р. Пинеги, начиная от д. Авдиева Гора до устья р. Юлы и несколько выше.

На основании петрографо-минералогического изучения пород в составе этой свиты различаются следующие их типы: алевролиты

с карбонатно-железистым цементом, залегающие в нижней части свиты, алевролиты с карбонатно-глинистым цементом, составляющие верхнюю часть, затем мергели алевроитовые и известняки микрозернистые доломитизированные, иногда алевроитовые, содержащиеся в виде прослоев в верхней части свиты. Контакт ее с нижеустьинской свитой условный и определяется кровлей слоя коричневатых с оранжевым оттенком и зеленовато-серыми пятнами алевроитов.

В сводном разрезе, составленном по обнажениям на указанном выше отрезке р. Пинеги, наблюдаются следующие слои (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Коричневатые с красноватым оттенком глинисто-алевроитовые мергели, ожеженный, пронизанные тонкими вертикальными жилками кальцита, которые идут вверх и вниз от неправильных прослоев розоватых мергелей, имеющих глыбистое сложение | 4,5 м |
| Вверх по течению мергели этого слоя приобретают яркую окраску с розоватым, а местами малиновым оттенком. | |
| 2. Оранжево-коричневый известковистый доломитизированный алевролит. ожеженный с зеленоватыми и кальцитовыми жилками | 4—6 „ |
| 3. Светлоокрашенные розовато-коричневые и белесо-коричневые глинисто-известковые алевролиты с гнездообразными и линзовидными участками светло-серых песчанистых разностей | 2,2 „ |
| 4. Темно-красные с коричневатым оттенком глинистые алевролиты, интенсивно пропитанные гидроокислами железа. Содержат прослой доломитизированного алевроитового известняка 0,5—0,75 м мощности и конкреционного известняка, залегающего в виде гнезд размером 30×20 см. В кровле залегают светлоокрашенный алевроитистый мергель и известняк | 3,15 „ |
| 5. Светло-коричневый, розоватый известковистый алевролит, тонкоплитчатый | 0,6 „ |
| 6. Коричнево-оранжевый известково-глинистый алевролит с полусферической поверхностью плиток | 6 „ |
| 7. Темно-красный алевроитовый мергель с зеленоватыми и светло-серыми неправильно горизонтальными прослоями доломитизированного известняка | 1,5 „ |

Мощность описанных выходов шардоменской свиты по р. Пинеге определяется немного более 30 м. Однако, поскольку контакт ее с верхней свитой остается очень неопределенным из-за недостаточной изученности выходов татарского яруса по р. Пинеге выше устья р. Юлы, общая мощность свиты может быть несколько большей.

Весьма важным фактором для сопоставления этой свиты с разрезами пород татарского яруса бассейна рек Мезени и Сухоны и определения ее правильной границы с нижеустьинской свитой является наличие крупных костей пеликозавров, найденных М. А. Плотниковым близ с. Карпогоры в слоях, относящихся к самым верхам нижеустьинской свиты или низам шардоменской свиты.

К северу от р. Пинеги в бассейне р. Мезени остатки позвоночных были найдены Я. Д. Зеккелем в нисогорских слоях татарского яруса, занимающих, по-видимому, то же стратиграфическое положение и, следовательно, являющихся синхроничными сухонской и шардоменской свитам более южных районов.

М. А. Плотников, изучавший разрез татарского яруса нижнего течения р. Мезени, относит нижнюю часть нисогорских слоев с остатками позвоночных к нижеустьинской свите (Плотников, 1960). В таком случае большая часть шардоменской свиты должна быть отнесена также к нижеустьинской свите.

Нисогорские слои, выделенные Я. Д. Зеккелем в обнажениях по рекам Пезе, Кимже, Мезени и Няфте, представлены здесь (снизу вверх): буровато-красными песчанистыми мергелями со слабой волнистой слоистостью с прослоем (в кровле) песчанистых пятнистоокрашенных мергелей (0,2—0,7 м); выше залегают однородноокрашенные красные мергели, грубослоистые трещиноватые с раковистым изломом.

Вверху они содержат прослои белых и зеленовато-белых мергелей, пористых, с пустотами, заполненными кальцитом. Местами встречается незначительная огипсованность пород. Мощность этих слоев Я. Д. Зеккелем оценивается в 70—80 м.

В 1933 г. в этой свите Я. Д. Зеккелем был обнаружен костеносный пласт в обнажении р. Кимжи «Киселиха», находящемся в 40 км выше ее устья. Позднее в результате предпринятых Палеонтологическим институтом Академии наук СССР исследований кости рептилий *Pelycosauria* были найдены в этом районе еще в целом ряде пунктов и изучены И. А. Ефремовым.

К юго-юго-востоку от описанного района в области глубокого погружения фундамента (в осевой зоне мезозойского прогиба) аналоги сухонской свиты вскрыты Яренской опорной скважиной. Здесь А. И. Зоричевой они выделяются на глубине 357,7—258,45 м мощностью 99,2 м. В отличие от Сухонского разреза эта свита здесь представлена очень пестрым составом пород, к тому же имеющих по преимуществу красноцветную окраску вследствие значительного обогащения терригенным материалом.

В основании свиты залегает пачка красновато-коричневых доломитизированных мергелей, содержащих единичные прослои от 0,5 до 1,9 м известняка. Выше наблюдаются два комплекса пород, почти одинаково построенных. Каждый из них начинается коричневым мелкозернистым песчаником, который переходит кверху в известковый алевролит и алевритистый мергель. Последний сменяется известковыми коричнево-бурыми или пестроокрашенными глинами, содержащими конкреции известняка и доломита.

Верхняя часть свиты слагается коричневатыми с сиреневым оттенком и зеленовато-серыми мергелями, переслаивающимися с глинами. Наблюдаются редкие прослои известняка. Мергели конгломератовидны и содержат мелкую галечку известняка и крупные конкреции доломита.

Аналоги сухонской свиты в бассейне р. Выми, вскрытые скважинами на Сереговской структуре, представлены по преимуществу карбонатными породами; терригенные же развиты незначительно. Здесь эта часть татарского яруса представлена в основном известняками зеленовато- и светло-серыми, глинистыми и доломитизированными, иногда конгломератовидными и брекчиевидными. Эти породы содержат незначительные по мощности прослои алевролитов и пестроцветных глин, которые слагают и самую верхнюю часть свиты. В некоторых разрезах в основании развиты зеленовато-коричневые песчаники и карбонатные глины, заключающие прослои пиритизированного известняка. Мощность свиты здесь определяется в 56—66 м.

Выше по течению р. Выми к северу от Сереговских дислокаций аналоги сухонской свиты описаны А. И. Зоричевой в обнажениях татарского яруса, выходящего на крыльях Большепорожской структуры. Здесь в среднем течении р. Выми и по притоку р. Иолвы р. Пытьрью сухонская свита уменьшается в мощности и вновь обогащается терригенным материалом. В основании ее залегают красновато-коричневые алевритистые мергели, переходящие в пятнистоокрашенный алевролит, в котором в рассеянном виде встречается галечка известняка и мергеля. Выше наблюдаются доломитовые алевритистые мергели более светлой окраски (светло-серой, розовато-серой и розовато-коричневой), содержащие в большом количестве стяжения кальцито-сидеритовой породы и известковые конкреции. Часто породы пронизаны зелеными дихотомизирующими канальцами и жилками кальцита.

В виде крупных конкреций и гнездообразных включений, иногда переходящих в линзы, встречаются доломитизированные известняки.

В незначительном количестве имеются красновато-коричневые алевритистые доломитизированные мергели неоднородноокрашенные, которые почти всегда содержат линзовидные песчанистые прослойки. Мощность этой части татарского яруса около 25 м. Границы ее с подстилающими и залегающими выше свитами условны. Минеральный состав легкой фракции алевритовой части этих слоев представлен на 70—85% кварцем и на 30—15% полевым шпатом. Тяжелая фракция состоит из минералов, характерных для пород татарского яруса, а именно: граната (28—35%), циркона (21—20%), рудных (35—24%), эпидота (9%) и в небольшом процентном отношении рутила, дистена, турмалина, ставролита, эгирина, сфена и цоизита. Образования, синхроничные описанным отложениям р. Выми и сухонской свите, в районе Мезенской петли выделяются под названием мезенского горизонта (Малахов, 1940 г.).

Контакт последнего с елвинским горизонтом, сопоставляемым по времени образования с нижнеустынской свитой, наблюдается по правому берегу р. Мезени в 1,5—2 км ниже устья р. Лебды. Выходы же его на отрезке от д. Чернутьево до с. Кослан описаны всего в трех пунктах.

Мезенский горизонт здесь представлен красновато-бурыми мергелями, неясно слоистыми, содержащими известковые конкреции и пропластки и гнезда зеленовато-серых мергелей. Местами структура мергелей конгломератовидная. В нижней части толщи наблюдаются зеленовато-серые и розоватые известняки с обильными жеодами кальцита и кристаллами гипса. В верхней части встречаются линзовидные прослойки светло-бурого мелкозернистого кварцевого песка и слабо сцементированного песчаника. Мощность мезенского горизонта в районе Мезенской петли не превышает 30 м. Вниз по течению р. Мезени этот горизонт, значительно увеличивающийся в мощности, выделен в разрезе татарского яруса Я. Д. Зеккелем под названием нисогорского горизонта. Он обнажается по р. Мезени на участке от д. Б. Нисогоры до д. Конещелье и представлен, как было сказано в начале главы, теми же красноцветными породами, которые характерны для красноцветной фации сухонской свиты.

Северодвинская свита. На Севере Русской платформы пока нигде не устанавливается трансгрессивного залегания северодвинской свиты на сухонской, как это неоднократно описывалось для Горьковского Поволжья, где ее аналоги (сарминская свита) налегают с глубоким размывом на уржумскую свиту (Фениксова, 1952). Поэтому нижняя граница северодвинской свиты на севере определяется с гораздо большей условностью, чем верхняя, с отложениями нижнего триаса, в основании которых чаще всего имеют развитие базальные конгломераты с галькой кремня, кварца и подстилающих пород татарского яруса.

Отложения северодвинской свиты, аналогами которой являются: в бассейне р. Северной Двины верхняя часть верхнетойменской толщи, в бассейне р. Пинеги — сямженская свита (?), в бассейне р. Мезени — белощельский горизонт и в бассейне р. Выми — верхняя часть комплекса «В» и комплекс «С», занимают центральную часть Двино-Мезенской впадины. Они залегают непосредственно под четвертичным покровом в ее краевых частях (вследствие чего местами кровля их сильно размыта) и покрываются отложениями ветлужского яруса в центральной части впадины. Наибольшие мощности этой свиты сохранились именно в этих областях, причем замечается определенная закономерность увеличения ее в пределах этой структуры в направлении с севера на юг.

Самые типичные разрезы северодвинской свиты выходят в обнажениях рек Малой Северной Двины и Сухоны, где они были выделены Е. М. Люткевичем как верхняя свита татарского яруса. Они описаны этим исследователем по периферии Сухонского вала, в бассейне верхнего течения р. Унжи, по р. Костроме и на северо-западном крыле Солигаличского антиклинала (Люткевич, 1936 г.).

В этих районах своего распространения северодвинская свита представлена в нижней части чередованием красно-бурых, розовых и зеленовато-серых мергелей алевритовых, иногда слабо доломитизированных, которым подчинены спорадически встречающиеся в виде линз серые кварцевые песчаники и более часты прослой светло-серых ноздреватых известняков.

Средняя и верхняя части свиты сложены красновато-коричневыми и коричневатобурными с зеленовато-серыми прослоями и пятнами глинами и глинистыми и алевритистыми мергелями плитчатой и глыбистой текстуры. Для этой части свиты характерно развитие песчаных линз из полевошпатовых песков серого и зеленовато-табачного цвета, содержащих крупные конкреции известкового песчаника и прослой конгломерата. Последний содержит в большом количестве гальку красного мергеля и более редкую — кремня и кварца, а также нередко окатанные фрагменты костей и зубы позвоночных.

Некоторые линзы, особенно р. Малой Северной Двины, доставили богатую и оригинальную фауну амфибий и рептилий, открытую впервые В. П. Амалицким и получившую мировую известность (Амалицкий, 1897, 1898а, б).

В западной части бассейна р. Сухоны (по р. Уфтюге), по описаниям М. А. Плотникова, в составе свиты значительное развитие приобретает тонкослоистая доломитисто-известковистая порода. Она представляет собой чередование тончайших глинистых слоев коричневой окраски со светло-серыми более алевритистыми и карбонатными и составляет пачки до 10 м мощности. Такие же породы встречаются в той части верхнетойменской толщи (р. Северной Двины), которая выделена в северодвинскую свиту. В основании северодвинской свиты на р. Сухоне в обнажении Бык у устья р. Верхней Ерги наблюдается прослой известняка своеобразного оолитового строения с известковыми образованиями, похожими на «ушки». Они в свое время были описаны Б. К. Лихаревым и определялись палеонтологом I. Pica как остатки водорослей. Подобного рода конкреционные образования (что уже упоминалось при описании сухонской свиты) были встречены А. И. Зоричевой на р. Выми, где они являются своеобразным замещением кальцита по раковинам антракозид. Более часто их можно встретить по правому берегу р. Северной Двины близ сел Верхняя Тойма и Сефтра, где содержащий их пласт оолитового известняка играет роль маркирующего горизонта.

Анализы оолитоподобных известняков показали сильное обогащение их стронцианитом. В светло-серых мергелях наблюдаются мелкие псевдоморфозы по кристаллам каменной соли, а в некоторых разностях известняка натечные малахитоподобные выделения медной зелени (Плотников, 1950 г.).

Из всех свит татарского яруса северодвинская свита наиболее богата палеонтологическими остатками. Из беспозвоночных здесь обычно встречаются: филлоподы, остракоды, пелециподы и гастроподы. Из филлопод Е. М. Люткевичем найдены и определены: *Estheria elongata* Netsch., *Esth. trapezoidalis* Netsch., *Esth. angulata* Lutk., *Esth. lineata* Lutk., *Esth. cellulata* Lutk., *Esth. rotunda* Lutk. Из остракод встречены: *Darwinula inornata* var. *macra* Lunjak, *D. inornata*

(Jones), *D. stelmachovi* Spizh., *D. parallela* Spizh., *D. tatarica* Posn., *D. extensa* Posn., *D. spizharsky* Posn., *Sinusuella ignata* Spizh. и др.

Из пелеципод — антракозиды, представленные родами (требующими частичной ревизии) *Anthracosia*, *Palaeomutella*, *Oligodon*, *Palae-anodonta* и *Anthracomya*. М. А. Плотников описал отсюда новые рода: *Prilukiella* и *Opokiella*. Среди гастропод указываются *Vetlugaia aristovensis* (Rev.), *Turbo obtusus* Brown., *Gorkiella lutkevichi* (Rev.), *G. malachowi* (Rev.).

Среди остатков рыб имеются: *Janassa* sp., *Megalichtys* sp., *Coelacanthus* sp., *Palaeoniscus tschewkini* (Fisch.), *P. ex gr. tuberculatus* Eichw., *Amblypterus orientalis* Eichw., *Acrolepis (Metacrolepis) macroderma* (Eichw.), *Platysomus biarmicus* Eichw., *Acrolepis aff. rombifera* Eichw., *Acrolepis ex gr. murchisoni* (Fisch.), Perleididae — Calobodontidae и др.

В результате всех имевшихся данных изучения остатков позвоночных амфибий и рептилий И. А. Ефремовым значительно сокращено число ранее указывавшихся отсюда видов. Они сводятся в настоящее время к следующему списку: амфибии — лабиринтодонтовые *Dwinosauria prima* Amal., *Kotlassia prima* Amal., из рептилий — котилозаурия *Scutosaurus karpinskyi* Hart—Weinb., *Scutosaurus* sp. nov., горгонопсиды — *Inostrancevia alexandri* Amal., *In. parva* Prav., тероцефалия — *Anna petri* Amal., цинодонтия — *Dvinia prima* Amal., анамондонтия — *Dicynodon trautscholdi* Amal. и др.

Из флоры обнаружены: *Pursongia amalitzkii* Zal., *P. angustifolia* Zal., *Dvinopteridium edemskii* Zal., *Pleuromeiopsis suchonensis* Zal., *Stigmatoderma incisura* Zal., *Phyllothea deliquescens* (Coepert.) и др.

Минеральный состав пород северодвинской свиты почти ничем не отличается от такового сухонской свиты. В минеральном же комплексе песков и песчаников, слагающих линзы, значительно увеличивается процент содержания эпидота, что особенно характерно для терригенных отложений нижнего триаса.

Мощность северодвинской свиты в бассейне р. Сухоны изменчива. По периферии Сухонского вала, там, где она контактирует с сухонской свитой, мощность ее не превышает 25—30 м, в более глубоко погруженных частях юго-восточного и северо-западного крыльев этой структуры она возрастает до 90 и даже 110 м.

К северу от типичных разрезов бассейна р. Сухоны и Малой Северной Двины северодвинская свита выделяется в объеме примерно верхней половины верхнетойменской толщи р. Большой Северной Двины, вскрывающей ее вкрест простирания. Первые палеонтологически обоснованные выходы отложений появляются по левому берегу р. Северной Двины у д. Шиловшины (ниже пристани Пермогорье) и в обнажении Ярилово немного выше пристани Черевково, где, по данным А. И. Зоричевой (1938 г.), залегают пестроцветные мергели (с прослоями глинистых известняков), содержащие остракоды татарского яруса, из которых определены: *Darwinula stelmachovi* Spizh., *D. inornata* Spizh.

В последнее время (1960 г.) Н. А. Пахтусовой найдены остатки позвоночных в песчаной линзе, заключенной в мергелях обнажения приустьевой части р. Раши, впадающей в р. Северную Двину в 3 км выше с. Пермогорья. Среди этих остатков М. И. Шишкиным определены: *Chroniosuchus* sp., *Bystrowiana* sp., *Dvinosaurus* sp., *Millerosauria*, *Theridontia* sp., указывающие на северодвинский возраст описанного выхода пород.

После значительного перерыва в обнажениях ниже с. Черевково более мощные выходы начинаются по правому берегу р. Северной Двины ниже устья р. Ерги, откуда они протягиваются почти без перерыва на расстоянии нескольких километров вплоть до с. Верхняя Тойма. У последней выходит тот комплекс пород, который можно отнести к самой нижней части северодвинской свиты этого района. В сводном разрезе, составленном по обнажениям этой части р. Северной Двины и разрезу скважины в д. Верхняя Тойма, А. И. Зоричевой различаются четыре комплекса пород, слагающих свиту.

Как уже рассматривалось при характеристике объема и состава в разрезе Верхнетойменской скважины, условная граница сухонской свиты с северодвинской проводится на глубине 31,5 м. В таком понимании этой границы нижний комплекс северодвинской свиты в разрезе скважины будет иметь следующий состав (снизу вверх):

1. Темно-коричневые со светлыми точечными пятнами («крапчатые») мергели, подстилающиеся зеленовато-серым песчаником и песчаной глиной с галькой подстилающих светлоокрашенных мергелей. Кверху переходят в желто-коричневые мелкозернистые песчаники, содержащие мелкую гальку кварца и кремня, затем песчанистые мергели той же и пятнистой окраски. 13,8 м
2. Светлоокрашенные мергели и глины тонкогоризонтальнослоистые. Включают тонкие линзовидные прослоечки более светлого слюдистого песка и зеленовато-белого песчаника (до 1,5—2 см толщиной), содержащего мелкую гальку известняка и мергеля. 13 „

Выше, уже в основании бичевника у устья р. Верхней Тоймы, продолжением разреза этого комплекса служит слой зеленовато-белого слегка окремненного мергеля, на который налегают светло-зеленый мергель и песчаник с прослоем оолитового доломитизированного известняка и светло-коричневые и темно-серые мергели с большим количеством остракод, антракозид и гастропод. Отсюда были определены: *Darwinula inornata* (Jones), *D. stelmachovi* Spizh., *D. parallela* Spizh., *D. typica* Shizh., *D. malachovi* Spizh. и др.

Вышезалегающий комплекс слагают по преимуществу песчано-алевролитовые породы (сверху вниз):

1. Алевролит песчанистый, желто-коричневый с серо-зелеными пятнами, тонкогоризонтальнослоистый. Внизу подстилается песчаником зеленовато-серым и красновато-коричневым 3 м
2. Розовато-коричневый с зелеными пятнами и прослоями плитчатый песчаник 3,5 „
3. Светло-коричневый с зелеными пятнами песчанистый мергель, переходящий книзу в кирпично-коричневый. 1,5 „
4. Песчаник мелкозернистый, алевролитистый, коричневатокирпичного цвета с зеленовато-серыми пятнами и прослоями 5 „

У д. Голубинской под этими слоями появляются коричнево-желтобурые алевролиты (мощность 7 м) однородноокрашенные. За Авдошкиным Логом эти алевролиты и частью песчаники слоя 4 переходят в линзу песков неправильной формы. Последняя слагается светло-серым кварцевым песком, переходящим в буро- и темно-коричневый тонкослоистый пелитизированный. Пески имеют вид типичного речного аллювия и содержат трубчатые песчано-глинистые с железистым цементом конкреции. Мощность линзы в самой широкой части ее 10,5 м, протяженность около 230 м.

Под нижним выклинивающимся концом линзы залегают бурокоричневые алевролитистые мергели (с прослоем белого кварцевого песчаника) и алевролиты (с прослоем песка) мощностью 9,7 м.

Нижняя часть алевролитов переходит во вторую песчаную линзу, отличающуюся от первой тем, что пески имеют светло- и темно-серую

окраску, неправильную косую слоистость в нижней части и тонкую горизонтальную в верхней. В белых и зеленоватых мелкозернистых кварцевых песках основания слоя содержатся конкреции алевроитового песчаника и галечка белых мергелей. Мощность всех описанных слоев, залегающих под выклинивающимся конусом линзы, составляет 13 м. Они подстилаются мергелями, на которых было закончено описание первого комплекса и которые содержат обильную фауну остракод.

В песках нижней линзы М. Едемским найдены остатки костей позвоночных плохой сохранности, которые были определены П. Сушкиным как кости хищного ящера *Inostrancevia*.

Описанную часть разреза верхнетойменской толщи (без нижнего комплекса) Н. А. Пахтусова выделила в голубинскую пачку, составляющую нижнюю половину северодвинской свиты.

Третий комплекс, хорошо прослеживающийся в обнажениях правого берега р. Северной Двины ниже устья р. Варзенги, состоит из светлоокрашенных пород. В него входят (снизу вверх):

1. Песок зеленовато-белый кварцевый с прослоями слюдистого песчаника и глинистого кавернозного известняка. Залегает линзовидно	2,5 м
2. Мергель зеленоватый, толстоплитчатый с большим количеством мелкой галечки кварца и остракодами	0,65 ..
3. Глины и мергели ярко-зеленые тонкогоризонтальнослоистые, переслаиваются с алевролитом. По простираанию переходят в тонкогоризонтально-слоистые слюдистые алевролиты	2,40 ..
4. Алевролит светло-коричневый с жилками красноватой глины, переходит в красновато-коричневый пятнистый мергель	2,75 ..
5. Известняк серо-зеленый глинистый с галькой	0,08 ..
6. Мергель светло-серый песчаный с прослоями кирпично-красной глины, содержит много остракод и мелких гастропод	3,5 ..
7. Песок зеленовато-серый, глинистый, переходящий в песчаник	0,4 ..
8. Мергель светло-зеленый, конгломератовидный с остракодами, переходит кверху в желто-коричневый	0,85 ..
9. Известняк конкреционный кавернозный с зелеными глинистыми прослойками до 0,4 м.	
Мощность описанного комплекса	около 15 ..

О составе верхнего, четвертого комплекса пород (соответствующего некоторой части третьего комплекса) можно судить по сводному разрезу обнажений правого берега р. Северной Двины, начиная от устья р. Ерги до устья р. Варзенги. Здесь наблюдается довольно однообразное чередование зеленовато-белых, серых, пятнистоокрашенных и красно-бурых и коричневых глинисто-мергельных и алевролитоглинистых пород тонко- и толстоплитчатых, среди которых отчетливо выступают прослой зеленоватых известняков до 0,5 м мощности. Ниже среди таких же зеленовато-серых мергелей, содержащих во множестве остракоды, появляются прослой зеленовато-серых мелкозернистых песков и песчаников, а также розоватых известковистых мергелей. Наиболее интересными разрезами для этой части северодвинской свиты являются обнажения р. Сваги, описанные Н. А. Пахтусовой.

Здесь в аналогичном комплексе пород в рассеянном виде содержатся многочисленная мелкая галечка и гравийные зерна известняка, кварца и кремня. В одном из слоев зеленовато-серого алевролита был встречен прослой гравия в 3 см. Н. А. Пахтусова эту часть верхнетоймской толщи (которую она оценивает в 25 м) выделила под названием «сважской» пачки.

А. И. Зоричевой из сборов остракод, содержащихся в породах, соответствующих этой пачке, по р. Ерге и у устья р. Сваги были определены: *Darwinula stelmachovi* Spizh., *D. inornata* (Jones.), *D. parallela* Spizh., *D. elongata* Lunyak, *D. typica* Spizh.

Из сважской пачки, кроме этих форм, Н. А. Пахтусова указывает: *Darwinula chramovi* Glebovsk., *D. nasalis* Schar., *D. malachovi* Spizh., *D. trapezoides* Schar., *D. sentjakensis* Schar., *D. tatarica* Posn., *D. gerdae* Glebovs., *D. cornuta* Spizh., *D. perlonga* Schar., *D. complicata* Schneid., *Permiana oblonga* Posn. и ряд других.

Приведенные виды остракод (часть которых характерна для северодвинской свиты) и наличие галечки известняка, кварца и кремня, аналогичных встречающимся в конгломератах и песчаниках песчаных линз бассейна р. Сухоны, являются неоспоримым аргументом принадлежности сважской пачки северодвинской свите.

Выделенная из верхнетойменской толщи часть аналогов северодвинской свиты имеет мощность около 90—100 м.

К северу от среднего течения р. Северной Двины аналогами северодвинской свиты, возможно, являются те красноцветные породы, которые выходят на поверхность в верхнем течении р. Пинеги (у д. Явзоры) и по ее притокам Явзоре и Сямженьге. Эта свита, названная А. И. Зорицовой сямженьгской и выделенная ею предположительно в 1949 г., ввиду плохой обнаженности очень трудно прослеживается в редких и разобренных выходах и имеет очень неопределенный объем и границы, с выше- и нижезалегающими отложениями. В состав ее входят кирпично-красные и буровато-красные глинистые и алевритистые мергели, раскалывающиеся на остроугольные и ограниченные вогнутыми и выпуклыми поверхностями отдельности. Эти довольно однообразно окрашенные мергелистые породы прочерчиваются прослоями (0,5—0,75 м) беловато-серых, голубоватых и белых мергелей с трубчатыми кальцитовыми жилками.

Породы свиты разбиты целой системой трещин, идущих в разных направлениях. В 0,5 км ниже д. Явзора можно наблюдать, как мергели сямженьгской свиты переходят в красно-бурый с оранжевым оттенком алевролит, слабоизвестковистый средне- и мелкоплитчатый. Мощность сямженьгской свиты примерно определяется в 40—50 м. Некоторые геологи (Н. А. Пахтусова и М. А. Плотников) относят эту часть разреза к сухонской свите. При таком сопоставлении аналог северодвинской свиты в бассейне р. Пинеги должны отсутствовать.

К северу, в бассейне р. Мезени, синхроничные этому горизонту отложения представлены несколько иным типом пород, более карбонатным, вследствие чего меняется и их красноцветная окраска на зеленоватую и голубовато-серую. Где именно происходит этот фациальный переход, пока неясно, так как самые северные районы распространения татарского яруса до сих пор плохо изучены. В качестве самостоятельного горизонта описываемая часть татарского яруса была выделена А. А. Малаховым по р. Мезени около д. Белой Щельи, по которой и получила название белощельского горизонта. Отложения этого горизонта обнажаются также по р. Пезе (в районе с. Лобановского) и в самых низовьях ее притоков Айны и Чецы и в верховьях р. Няфты, а также по р. Мезени от д. Пенюгоры до пункта, расположенного выше д. Чухари. Контакт их с нисогорскими слоями (сопоставляемыми с сухонской свитой) хорошо прослеживается у д. Пенюгоры и на участке Белощелье — Конечщелье, где белощельская свита в сводном разрезе представлена следующими породами (по М. А. Плотникову). На красноцветных нисогорских мергелях залегают (снизу вверх):

1. Зеленовато-серый глыбистый мергель с редкими кальцитовыми включениями и прожилками и прослоем темно-серого углистого мергеля.
2. Светло-серые с зеленоватым и желтоватым оттенком мергели и глины тонкослоистые. Слоистость обусловлена чередованием тонких алевритистых или карбонатных прослоечек.

3. Мергели светло-серые тонкослоистые с прослоями водорослевого известняка (до 20—25 см), водорослево-оолитового и массивного, пористо-ноздреватого с зелеными глинистыми проростками и стяжениями кремня. В этом слое найдены остракоды: *Darwinula putjatensis* Posner, *Permiana oblonga* (Posner). — встречающаяся в северодвинской свите р. Сухоны, а также отпечатки *Phyllopora*.
Общая мощность разреза 20,4 м.

Промежуточными между западным и восточным (притиманским) типами отложений северодвинской свиты могут служить разрезы скважин городов Сольвычегодска, Коряжмы и Яренска, приуроченные к центральной части Двино-Мезенской впадины.

В первых двух разрезах северодвинская свита мощностью 45 и 60 м выделена А. И. Зоричевой соответственно на глубинах 77—32 и 66—6 м. Значительное уменьшение мощностей ее в этих районах по сравнению с бассейном р. Сухоны объясняется размывом в пределах древней долины р. Вычегды, на что указывает наличие мощного горизонта валунных суглинков нижней морены (вскрытой Сольвычегодской скважиной), выстилающих ее переуглубленное дно (Зоричева, 1940).

В состав северодвинской свиты указанных, почти одинаково представленных разрезов входят глинистые и алевритистые мергели красной бурой, коричневой и пятнистой окраски и более редко зеленовато-серые (в виде неправильных прослоев незначительной мощности); мергелям подчинены прослои известковистых аргиллитов, коричневатых пятнисто-окрашенных песчаников и светло-серых глинистых известняков.

Граница с сухонскими слоями проводилась по слою зеленовато-серых кварцевых песчаников с галькой глин, которые сопоставлялись с самым нижним горизонтом линз северодвинской свиты р. Сухоны, развитых в устье р. Большой Ерги.

В качестве дополнительных характерных признаков пород северодвинской свиты можно указать на слабую доломитизацию мергелей, присутствие известковистых конкреций в глинах и наличие в мергелях дихотомизирующих прожилков, выполненных темно-зеленой глиной. Из органических остатков здесь были встречены только остракоды, среди которых определены: *Darwinula typica* Spizh., *D. stelmachovi* Spizh., *D. obliqua* Glebovsk., *D. parallela* Spizh., *D. spizharskyi* Posner., *D. inornata* Spizh., *D. malachovi* Spizh., *D. nasalis* Schar., *Permiana elongata* Posn., *P. oblonga* Posn., *Sinusuella vjatzensis* Posn.

К северо-востоку и востоку от описанных пунктов северодвинская свита постепенно погружается под отложения нижнего триаса, прослеживающегося в довольно редких обнажениях р. Вычегды вплоть до г. Сыктывкара, и вскрывается уже на значительной глубине. В опорной Яренской скважине она выделена А. И. Зоричевой в интервале 258,45—163,40 м мощностью 95,05 м и представлена здесь весьма однообразной, плохо расчленяющейся на отдельные слои красноцветной толщей следующего состава.

В нижней части залегает пачка, в основании сложенная мелкозернистыми песчаниками, переходящими в пестроокрашенные глины, а затем в алевритистые желто-коричневые и розовато-коричневые конгломератовидные мергели. Последние чередуются с коричневыми и красновато-коричневыми пятнистыми глинами, содержащими известковые конкреции и прожилки.

На эту пачку налегают типичные для линз северодвинской свиты полимиктовые табачно-зеленые песчаники, переходящие в алевролит, содержащий прослой конгломерата из гальки мергеля и известняка. Выше наблюдаются светло-коричневые с голубовато-серыми пятнами

мергели, как и везде незаметно переходящие в глину с включением конкреционного известняка. Большая часть верхней половины свиты (с ∞ 40 м) сложена неоднородноокрашенными желтовато-коричневыми с розовым оттенком конгломератовидными мергелями с голубовато-серыми пятнами. Мергели незаметно переходят в кирпично-красные и коричневые известковистые глины. В основании этой части свиты также отмечаются бурые глинистые песчаники, переходящие в пестрый алевролит. В составе северодвинской свиты Яренского района по сравнению с разрезом Котласского района появляется гораздо большее количество глин и песчаников за счет замещения основного мергельного состава пород. Пески и песчаники здесь, как и везде, несомненно залегают в виде линз, мощность и значение которых к востоку (в районе нижнего течения р. Выми) все более и более увеличивается.

В бассейне р. Выми отложения, синхроничные северодвинской свите, были описаны в 1936 г. К. К. Воллосовичем, затем в 1948 г. А. И. Зоричевой. По данным А. И. Зоричевой, в обнажениях среднего течения р. Выми (в 2 км вверх по течению от с. Божью-Дор) северодвинская свита отделяется от сухонской свиты по основанию слоя песчаника с галькой карбонатных пород и прослоем конгломератовидного песчаника, в котором были найдены антракозиды.

В сводном разрезе по р. Выми и ее притоку р. Пытырью можно установить, что основным типом пород нижней части комплекса, соответствующего северодвинской свите, являются мергели алевритовые, менее доломитизированные, чем в подстилающих породах сухонского комплекса. Они имеют глыбистое сложение и неравномерную коричневую окраску, которая обуславливается распределением известковых конкреций, образующих прослой до 10 см. Мергелям подчинены прослой алевритистых глин, окрашенных более интенсивно в коричневато-красные тона, и более редких, желто-коричневых известково-глинистых полимиктовых песчаников. Среднюю часть слагают коричневато-красные мергели, среди которых появляются зеленоватые и голубые песчанисто-мергелистые прослой, прожилки и пятна и прослой зеленовато-коричневых песчаников с мергелевой галькой.

Самую верхнюю часть комплекса, залегающую непосредственно под отложениями ветлужского яруса, слагают глины и глинистые мергели, окрашенные в кирпично-красную, коричневато-бурую и красно-вато-коричневую окраску. Однообразие этого цвета нарушается наличием зеленоватого-голубых пятен и тонких более песчаных горизонтальных и ветвящихся прослоев. Желтовато-коричневые песчаные глины переходят в слабые песчаники с галькой мергеля и кремня. Для всего комплекса пород весьма характерно сильное обогащение песчаным материалом и массовое развитие (в большинстве случаев) сидеритизированных известковых конкреций и не имеющих определенной формы стяжений CaCO_3 . Кроме того, в породах рассеяна мелкая известняковая и мергелевая галька. Все эти особенности зачастую придают породам вид конгломератовидных (шламовых), а в шлифах они имеют определенную брекчиевидную текстуру. В основной массе мергелистой или глинистой породы содержатся обломки алевритистого же мергеля или глины, обычно в гораздо большей степени ожелезненных, чем вмещающая порода. Алевритовые частицы размером 0,01—0,05 мм угловаты и представлены кварцем и полевым шпатом.

Полимиктовые песчаники сложены обычно неокатанными, угловатыми зернами величиной 0,05—0,2 мм в поперечнике. Зерна представлены как минералами, так и обломочками горных пород, из которых наиболее крупными являются обломки аргиллита (до 0,4 мм). Из минералов встречаются: кварц (прозрачный), калиевые полевые шпаты,

кислые плагиоклазы и редкие чешуйки слюды. Из обломков горных пород преобладают кремнь и аргиллиты и в меньшем количестве кислые эффузивы.

В мергелях и глинах верхней части комплекса А. И. Зоричевой найдено большое количество сильно разложившегося растительного шлама и неопределимых растительных остатков, очень напоминающих хвощи. Мощность аналогов северодвинской свиты в среднем течении р. Выми не превышает 40—50 м. К югу, вниз по течению этой реки, они погружаются под отложения ветлужского яруса и вновь появляются на поверхности в районе Сереговских дислокаций.

Здесь, при разбурировании Сереговской структуры северодвинская свита была вскрыта семью скважинами. Мощность ее в этом направлении сильно увеличилась (до 115—142 м), что объясняется значительным увеличением в ее объеме роли песков, песчаников и алевролитов. Преобладающими породами являются глины, мергели же встречаются лишь в виде прослоев.

Сводный разрез здесь следующий: в основании почти во всех скважинах вскрыта пачка (16—42 м) зеленовато-серых глинистых песчаников, переслаивающихся с глинами и алевролитами, или красновато-коричневых пестроокрашенных алевролитов, переслаивающихся с бурокоричневыми или зеленовато-серыми песками, содержащими местами незначительные прослои конгломерата с галькой глин и известняка. Выше всюду залегают глины буровато-красные и кирпично-красные, иногда алевролитистые, которым подчинены прослои буровато-коричневых алевролитов и песков и более редкие — конкреционного известняка. Глины, как и в разрезе Яренской скважины (особенно в верхней части) пятнисто окрашены, содержат массу известковых конкреций и нередко крупные желваки конкреционного известняка и мелкие — железисто-глинисто-карбонатных конкреций. Глины разламываются на крупно-кусковатую, мелкооскольчатую и комковатую отдельность. В основной массе их местами встречаются округлые стяжения размером 0,3—1 мм, состоящие из глинистого вещества и гематита, обросшие радиально расположенными кристалликами кальцита. Из органических остатков отсюда указываются только оставшиеся неопределенными растительные остатки из песчаников линз, аналогичные, по-видимому, тем, которые упоминаются А. И. Зоричевой из обнажений среднего течения р. Выми.

К югу и востоку от бассейна р. Выми верхнепермские образования, очень слабо обнаженные по р. Вычегде и ее притокам, не получили того определенного стратиграфического деления, которое имеется для западных районов рассматриваемой территории. Этому в значительной мере мешает замещение морских казанских отложений красноцветными, которые к востоку сливаются в общем разрезе с пестроцветными образованиями татарского яруса и красноцветными уфимского. Почти единственной группой животных, встречающихся в этих отложениях, являются остракоды, которые здесь еще недостаточно изучены.

Глубокие скважины района Аныба, в разрезах которых могла быть определена стратиграфическая принадлежность верхних горизонтов пермской системы, имеющих распространение в Юго-Западном Прикамье, были пробурены без отбора керна до глубины 360 м. Это привело к разной трактовке карбонатно-терригенных толщ, развитых как в районе Аныба, так и в бассейне р. Северной Кельтмы, где еще ранее бурились структурно-поисковые скважины. Л. А. Веселова, обработавшая керна скважин Аныбской разведочной площади (1958 г.), выделяет здесь татарский и казанский ярусы, отложения которых она сопоставляет со свитами Н. Н. Ростовцева Кельтминского района. Н. П. Каше-

варова, наоборот, считает, что здесь развиты более древние горизонты верхней перми — уфимские образования, на что указывают содержащиеся в них остракоды, среди которых присутствуют: *Darwinula parphenovi* Bel., *D. biriensis* Palant., *D. lanzetiformis* Kash. и др.

ТИМАН

Нижний отдел

Отложения нижнего отдела пермской системы имеют широкое и полное развитие в пределах Тимана. Это установлено сравнительно недавно, так как до 40-х годов нашего столетия морские отложения нижней перми признавались лишь на территории Южного Тимана. На Среднем и Северном Тимане к ним точно так же, как во времена Ф. Н. Чернышева (1889—1890 гг.), относились только лагунно-морские и континентальные образования, выраженные толщами доломитов и глинисто-карбонатных алевролитов, которые содержат бедную нехарактерную фауну или совсем лишены последней. Прежние представления о нижней перми Тимана были обусловлены отчасти скудностью имевшихся материалов и главным образом иным пониманием самого объема этого подразделения. В настоящее время в соответствии с новыми данными (Бархатова, 1941б, 1958) первоначальный объем тиманской нижней перми значительно изменен. Он получил большое приращение снизу, так как в состав нижнего отдела пермской системы включены морские отложения, которым ранее приписывался каменноугольный возраст. Вместе с тем объем этот сокращен сверху, так как толща пород преимущественно терригенного состава и континентального происхождения, которую до сих пор относили к верхним горизонтам нижней перми, помещена теперь в основание разреза верхнего отдела пермской системы (Бархатова и Кашеварова, 1957). Вследствие этого в конкретных разрезах Тимана нижняя граница перми и ее нижнего отдела проводится теперь в основании толщи карбонатных пород, содержащих первых представителей группы *Spirifirella saranae* Vep., которая совпадает с кровлей комплекса отложений собственно швагеринового горизонта, или швагеринового горизонта *sensu stricto*. Верхняя граница нижнего отдела принята в подошве более или менее мощной толщи преимущественно терригенных, красноцветных и зеленоцветных пород, охарактеризованных главным образом пресноводными остракодами или немых. Эта граница в полных разрезах нижней перми совпадает с кровлей галогенно-доломитовой толщи, соответствующей так называемой иренской свите разреза перми Предуральяского прогиба. В принятых границах нижняя пермь Тимана представлена комплексом карбонатных и галогенных пород общей мощностью до 850 м.

Состав и мощность отложений нижней перми подвержены на территории Тимана значительным изменениям. Мощности сокращаются вдоль Тимана в направлении с юго-востока на северо-запад и увеличиваются от осевой части Тиманского хребта в стороны обоих склонов. Колебания мощности происходят главным образом за счет галогенных толщ, слагающих обычно верхнюю часть разреза, которые выклиниваются к поднятиям и раздуваются в погружениях.

В настоящее время полный и наиболее мощный разрез нижнего отдела, в составе которого установлены все три яруса, известен для Южного Тимана, где он особенно хорошо представлен в пределах восточного его склона. Несмотря на то, что первые сведения о нижней

перми этой территории восходят еще к временам А. Кейзерлинга, практически до конца сороковых годов разрез ее из-за плохой обнаженности и здесь оставался очень слабо изученным. Редкость, разобщенность и маломощность выходов нижней перми на площади Южного Тимана таковы, что увязать их в сводный разрез не было никакой возможности. Его удалось составить только по материалам бурения, к которому в сороковых годах приступили на западном склоне, а позднее, с 1950 г., на восточном склоне Южного Тимана. Материалы бурения немногих скважин, пройденных на юго-западном погружении Тимана (Кельтминской, Мулукской, Жежимской и др.), были тщательно изучены Д. М. Раузер-Черноусовой и Н. Н. Ростовцевым (1947 г.). Только Большепорожская, первая из глубоких скважин на этой территории, оказалась обработанной неудовлетворительно (Н. В. Скрылев, 1942 г.). На восточном склоне Южного Тимана отложения нижней перми теперь вскрыты громадным числом скважин, расположенных главным образом по левобережью р. Печоры и на Печорско-Вычегодском водоразделе. Основные результаты данных бурения обработаны геологами Ухткомбината А. В. Ивановым, М. В. Коноваловой, В. А. Левченко, З. И. Цюю, Н. В. Сазоновым, Н. Н. Фотиевой, геологами ВНИГРИ В. П. Бархатовой, Л. П. Гроздиловой, Н. П. Кашеваровой, В. Б. Тризной и др. Некоторые выводы по стратиграфии перми опубликованы (Бархатова и Кашеварова, 1957; Бархатова, 1958).

Мощность отложений нижней перми на отдельных участках Южного Тимана достигает 850 м. Верхняя, большая часть разреза, мощность которой в районе д. Мамыля более 550 м, представленная галогенно-доломитовой толщей, очень бедна фауной. Она относится к кунгурскому ярусу. Нижняя, карбонатная, сакмарско-артинская часть разреза мощностью до 300 м сравнительно богата морскими органическими остатками. На западном склоне Южного Тимана в бассейне р. Вычегды разрез перми, судя по данным Кельтминской скважины, близок к описанному. Однако он претерпевает резкие изменения на северном участке (в бассейне р. Выми), где весь разрез нижней перми выражен доломитами, гипсами и ангидритами, которым подчинены прослой песчаников. Эти породы, общая мощность которых составляет около 350 м, почти лишены фауны. Менее полны разрезы нижней перми Северного и Среднего Тимана, в которых отсутствуют верхние горизонты, относящиеся к кунгурскому ярусу. На этой территории отложения нижней перми были впервые установлены исследованиями В. П. Бархатовой (1941, 1958), которая нижнепермские морские отложения выделила из состава толщи образований, ранее целиком относившихся к каменноугольной системе вначале под названием корового и швагеринового горизонтов (Чернышев, 1890, 1915), а сравнительно недавно как цилемский горизонт (Малахов, 1944). Из них прежде всего следует охарактеризовать отложения нижней перми, развитые на площади Северного Тимана, так как здесь они очень богаты органическими остатками и вскрыты в многочисленных естественных обнажениях.

На восточном склоне Северного Тимана выходы их приурочены к полосе, протянувшейся от Святого Мыса до р. Сулы у устьев рек Щучьей и Малой Янгты. Здесь в морских фациях выделяются образования сакмарского, артинского и низов кунгурского яруса. Общая мощность их составляет около 120 м. На западном склоне Северного Тимана отложения нижней перми вскрыты в обнажениях по р. Волонге, на морском побережье в устье р. Волонги и по р. Пеше. Из них богаты морской фауной только отложения сакмарского яруса. Артинский ярус выражен сильнодоломитизированными известняками и песчанистыми

доломитами, очень бедными органическими остатками. Кунгурские отложения здесь отсутствуют. Общая мощность нижней перми в этих разрезах, по-видимому, не превышает 90 м.

Значительно хуже обнажены и сравнительно бедны органическими остатками отложения нижней перми Среднего Тимана. На восточном склоне Среднего Тимана они вскрыты по р. Цильме ниже д. Номбур, по р. Мыле выше д. Мылы и по Печорской Пижме, между деревнями Верховской и Скитской. Здесь они представлены толщей карбонатных пород около 120 м мощности, относящейся к сакмарскому, артинскому и низам кунгурского яруса. Из них фаунистически хорошо охарактеризованы только отложения сакмарского яруса. Разрез артинского яруса выражен псевдоэндотировыми фациями или доломитами без фауны. Кунгурские отложения представлены оолитовыми известняками.

Наконец, на западном склоне Среднего Тимана отложения нижней перми вскрыты в обнажениях по р. Мезенской Пижме, ниже и выше д. Шегмас по р. Шегмас, ниже урочища Крутой Мешок, по р. Мезени в ряде пунктов ниже устья р. Кривой и по самой р. Кривой выше ее устья. Здесь они представлены сильнодоломитизированными известняками и доломитами, частью брекчиевидными и оолитовыми, общая мощность которых не превышает 60 м. Отложения эти почти не содержат фауны, за исключением единичных находок, поэтому возраст их определяется в значительной мере условно по положению в разрезе.

(Сакмарский ярус)

Стратиграфический уровень, использованный в качестве нижней границы сакмарского яруса, ясен из предыдущего. Верхней его границей служит кровля стерлитамакского горизонта. Таким образом, объем сакмарского яруса, принятый в настоящей работе, в общем, соответствует его определению в Решениях конференции по стратиграфии отложений пермской системы 1950 г. Такой объем сакмарского яруса является несколько меньшим по сравнению с тем, который первоначально был придан ему В. Е. Руженцевым (1938—1952 гг.), так как из него исключена часть разреза, соответствующая, по-видимому, сюренской свите (нижней части швагеринового горизонта). Вместе с тем он расширен по сравнению с объемом сакмарского яруса в новом представлении В. Е. Руженцева, который нижнюю часть последнего выделил теперь в самостоятельный, ассельский ярус.

В границах, принятых в настоящей главе, сакмарский ярус представлен на Тимане комплексом преимущественно нормальных морских карбонатных отложений с богатой фауной, которые только на отдельных участках становятся сильнодоломитизированными, бедными органическими остатками (западный склон Среднего Тимана), или частично сменяются галогенными породами (западный склон Южного Тимана). Полные мощности отложений сакмарского яруса колеблются от 40 до 160 м, причем максимальные их значения установлены в разрезах восточного склона Южного Тимана, а минимальные — на западном склоне Среднего Тимана.

На большей части площади Тимана сакмарские отложения залегают на образованиях верхнего отдела каменноугольной системы согласно и без следов перерыва. Однако на отдельных участках восточного склона Южного Тимана между ними устанавливается перерыв, обусловивший значительный разрыв верхнекаменноугольных отложений и отсутствие нижних горизонтов в составе разреза сакмарского яруса. Трансгрессивное залегание пермских отложений на каменноугольных

наблюдается как на участках, расположенных вблизи осевой части Тиманского поднятия, так и на площадях, прилежащих к Печорскому Уралу. В полных, фаунистически хорошо охарактеризованных, разрезах Тимана, отложения сакмарского яруса подразделяются на три горизонта (снизу вверх): ненецкий, тастубский и стерлитамакский. Из них два последних понятия не требуют специальных оговорок, поскольку и на Тимане они применяются к стратиграфическим подразделениям, границы которых определены Пермской конференцией 1950 г. Что касается ненецкого горизонта, то это название предложено В. П. Бархатовой в 1956 г. для комплекса отложений, впервые выделенных и фаунистически обоснованных ею в 1947 г. в разрезах Северного Тимана как нижний член сакмарского яруса. Этот горизонт соответствует верхней половине швагеринового горизонта фузулинидовой схемы Д. М. Раузер-Черноусовой (1937 г.) или так называемому горизонту с «*Pseudofusulina uralica* Krot.» некоторых исследователей¹ (Н. Н. Фотиевой, М. В. Коноваловой и др.). Основанием для выделения ненецкого горизонта из объема швагеринового горизонта, несмотря на то, что в отложениях его участками встречается еще значительное количество швагерин, служит появление в составе фауны новых прогрессивных пермских элементов, получающих развитие в вышележащих отложениях. Это прежде всего брахиоподы, среди которых присутствуют первые примитивные спирифереллы, относящиеся к группе *Spiriferella saranae* Verp. — разнообразные *Sarania*, и фораминиферы, среди которых имеются *Pseudofusulina* ex gr. *moelleri* Ra u s. и *Ps.* ex gr. *uralica* Krot., ранее описывавшиеся, как варианты последней.

Ненецкий горизонт. Отложения ненецкого горизонта на большей части площади Тимана представлены карбонатными породами с богатой морской фауной. Только в бассейне р. Выми в строении разреза этого подразделения принимают значительное участие галогенные и терригенные породы, а карбонатные образования представлены доломитизированными разностями, очень бедными фауной. Бедны органическими остатками отложения ненецкого горизонта и на западном склоне Среднего Тимана в бассейне рек Мезени и Мезенской Пижмы.

Наиболее мощные отложения ненецкого горизонта установлены скважинами на восточном склоне Южного Тимана в бассейне верхнего течения р. Печоры, где они достигают 80 м. Однако эти мощности являются исключительными. На большей части рассматриваемой территории они не превышают 30—35 м, уменьшаясь до 8—10 м в сторону осевой части Тиманского поднятия и по направлению к д. Покче. В строении разреза горизонта участвуют обломочно-органогенные известняки, в той или иной степени доломитизированные и кремненные, реже глинистые, известняки водорослевые и фораминиферовые, мергели, а также прослой глины. В известняках встречаются зерна глауконита. Мергели содержат включение пирита.

В составе фауны здесь главная роль принадлежит фораминиферам. Значительно реже встречаются мшанки и брахиоподы. Наиболее типичным комплексом форм является следующий: *Schubertella kingi* var. *exilis* Sul., *Sch. paramelonica* var. *minor* Sul., *Sch. sphaerica* Sul., *Sch. sphaerica* var. *staffelloides* Sul., *Sch. sphaerica* var. *compacta* Sul., *Rugosofusulina shaktauensis* Sul., *R. intermedia* Sul., *R. tajrinskensis* Sul., *R. aktjubensis* Ra u s., *Pseudofusulina parva* Ra u s. et Bel., *Ps. sphaerica* Ra u s. et Bel., *Ps. decurta* K o r g h., *Ps. idelbajevica* S c h a m., *Schwagerina constans* Ra u s., *Schw. moelleri* Ra u s., *Schw. sphaerica*

¹ По данным В. П. Бархатовой, этот горизонт самой формы *Pseudofusulina uralica* Krot. не содержит.

Scherb., *Chonetes variolatus* Tschern. non d'Orb., *Productus neoinflatus* Lich., *Marginifera septentrionalis* Tschern., *Neospirifer poststkiatus neocameratus* Step. и др.

На западном склоне Южного Тимана полный разрез отложений ненецкого горизонта в морских фациях вскрыт только Кельтминской скважиной. По номенклатуре Н. Н. Ростовцева (1946—1948 гг.) сюда относятся «верхняя половина швагеринового горизонта» и «третий пласт нижней половины» этого подразделения. Разрез представлен обломочно-органогенными, фораминиферовыми и мшанковыми известняками. В составе фауны резко преобладают фораминиферы, среди которых определены: *Schubertella kingi* Dunb. et Skinn., *Sch. sphaerica* Sul., *Triticites* ex gr. *plummeri* Dunb. et Condra, *Pseudofusulina exuberata* Scham., *Ps. paragregaria* Raus., *Ps. sphaerica* Raus. et Bel., *Ps. parva* Raus. et Bel., *Schwagerina kolvica* Scherb., *Schw. moelleri* Raus. и др.

На более северных площадях западного склона Южного Тимана в бассейне р. Выми по данным бурения Большепорожской скважины весь разрез нижнего отдела перми представлен галогенно-доломитово-песчаной толщей. Общая мощность ее около 350 м. Бедность этой толщи органическими остатками не допускает расчленения не только на горизонты, но и на ярусы, поэтому здесь отложения ненецкого горизонта не выделяются. Не могут быть обособлены (достаточно уверенно) отложения ненецкого горизонта из состава разреза нижней перми и на Среднем Тимане. На восточном склоне Среднего Тимана они вскрыты по р. Цильме ниже д. Номбур в урочище Приступки, по р. Мыле выше д. Мылы в урочище Средняя Щелья и по р. Печорской Пижме ниже д. Верховской в урочище У Камешка. По рекам Мыле и Цильме отложения ненецкого горизонта представлены пачкой сильнодоломитизированных известняков и мергелей, которым подчинены тонкие прослои обломочно-органогенных известняков.

Окраска пород буровато-коричневая, серая и красновато-коричневая. Органические остатки в этих породах редки и плохой сохранности. В составе их имеются фораминиферы, кораллы и брахиоподы, из которых удалось определить следующий комплекс форм: *Bradyina* aff. *pachidermata* Grozd., *Schubertella paramelonica* Sul., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *Pseudofusulina sphaerica* Raus. et Bel., *Ps. cf. decurta* Korzh., *Ps. cf. tschernyschewi* Schellw., *Ps. ex gr. verneuili* Moell., *Productus neoinflatus* Lich., *Buxtonia juresanensis* Tschern., *Spiriferella mica* V. Barchat. и др.

Приведенный состав фауны позволяет с полной уверенностью утверждать о присутствии здесь отложений ненецкого горизонта. Однако сходство по литологическим особенностям пород ненецкого и залегающего выше тастубского горизонта и относительная бедность соответствующей части разреза органическими остатками не допускают точно определить границы между горизонтами, а таким образом и правильно оценить их мощность. Предположительно мощность отложений ненецкого горизонта здесь определяется в 10—12 м.

Не превышает этой мощности комплекс отложений ненецкого горизонта и на р. Печорской Пижме. Здесь в урочище У Камешка в составе разреза участвуют обломочно-органогенные известняки и известняки скрытокристаллические доломитизированные, видимая мощность которых составляет около 5 м. Они залегают на пачке песчаных кослоистых известняков, венчающих здесь отложения верхнего карбона. Верхнюю границу их, т. е. контакт с отложениями тастубского горизонта, не удалось проследить из-за плохой обнаженности. Громадные осыпи маскируют в этом обнажении почти весь вышележащий разрез

отложений нижней перми мощностью около 50 м. Только у самой бровки, в нижнем по течению конце обнажения, выступают отдельные пачки оолитовых известняков, относящихся к самым верхним горизонтам разреза нижней перми (филипповской свиты?). Из фауны в отложениях ненецкого горизонта, вскрытых в урочище У Камешка, найдены фораминиферы и брахиоподы, из которых определены: *Schubertella kingi* var. *exilis* Sul., *Pseudofusulina paragregaria* Raus., *Ps. declinata* Korzh., *Ps. fecunda* Scherb. et Scham., *Ps. borealis* Raus., *Ps. tschernyschewi* Schellw., *Schwagerina* sp., *Parafusulina* sp., *Dictyoctostus uralensis* Lich.

Значительно менее ясны отложения ненецкого горизонта на западном склоне Среднего Тимана. Они вскрыты здесь по р. Мезени ниже устья Кривой в урочище Юр-би-тан и по р. Мезенской Пижме в урочище Белая Щелья. Сюда отнесена пачка глинистых известняков от 2 до 4 м мощности, составляющая нижние слои карбонатной толщи. Эта толща сложена сильнодоломитизированными известняками и доломитами, которые залегают на обломочно-органогенных известняках верхнего карбона и покрываются красноцветными известковистыми алевролитами верхней перми. В глинистых известняках, обнажающихся по р. Мезени в урочище Юр-би-тан, найдена многочисленная, но однообразная фауна брахиопод, гастропод и трилобитов. В составе ее определены: *Chonetes uralicus* Tschern., *Ch. flemingi* Norw. et Pratt. (в массе), *Echinoconchus sterlitamakensis* Step., *Muirwoodia* cf. *pseudoartiensis* Stuck., *Marginifera septentrionalis* Tschern., *Temnoheilus pernodus* Tschern. et Jak., *Glyphodeta tschernyschewi* Jak. и др. Комплекс приведенной фауны не дает точного указания на возраст вмещающих отложений. Однако положение описанных пород в разрезе и их сходство по литологическим особенностям с породами ненецкого горизонта, залегающим на восточном склоне Северного Тимана в основании разреза нижней перми, дают возможность предположительно отнести их к рассматриваемому подразделению.

Великолепные разрезы отложений ненецкого горизонта имеются на Северном Тимане. Лучшие из них приурочены к обоим берегам р. Сулы выше устья р. Малой Янгыты, по р. Щучьей ниже устья речки Болванской и по р. Белой сразу ниже устья Карасиной виски. Небольшие части разреза вскрыты р. Индигой выше устья Каменного ручья. Полная мощность отложений ненецкого горизонта составляет здесь 20—25 м. По литологическим особенностям слагающих его пород в нем выделяются две части. Нижняя, залегающая на обломочно-органогенных известняках верхнего карбона, содержащих толсторебристые (самарские) хориститы и швагерины, представляет собой комплекс мергелей, частью окремненных, которым подчинены прослой обломочно-органогенных известняков. Мергели содержат мелкие конкреции пирита, известняки обогащены терригенным материалом. Окраска пород пепельно-серая, желтоватая, фиолетовая и красноватая. Общая мощность их составляет 10—15 м. Фауна этой части разреза сравнительно бедная и однообразная. В составе ее следует указать: *Pseudofusulina primitiva* Raus., *Ps. moelleri* Schellw., *Scheia tuberosa* Tschern., *Chonetes flemingi* Norw. et Pratt., *Ch. latesinuat* Schellw., *Ch. variolatus* Tschern. non Orb., *Dictioclostus uralensis* Tschern., *Buxtonia juresanensis* Tschern., *Horridonia timanica* Stuck., *Neospirifer marcoui* Waag., *Spiriferella mica* V. Barchat., *Hustedia remota* Eichw. и др.

Верхняя часть разреза отложений ненецкого горизонта сложена обломочно-органогенными, мшанковыми, мшанково-брахиоподовыми, фораминиферовыми известняками с линзами палеоаплезиновых извест-

няков. Окраска пород белая или желтоватая, общая мощность 10—12 м. Фауна в отложениях этой части разреза богатая и разнообразная. Здесь встречены фораминиферы, мшанки, кораллы, бластоидеи, криноидеи, ежи и брахиоподы. Из них следует отметить следующий комплекс форм: *Schubertella lata* Lee et Chen, *Pseudofusulina krotowi* var. *sphaeroidea* Raus., *Ps. fecunda* Scham. et Scherb., *Ps. parafecunda* Scham. et Scherb., *Ps. exuberata* Scham., *Ps. decurta* Korsh., *Ps. idelbajevica* Scham., *Ps. confusa* Raus., *Ps. parva* Raus., *Ps. sphaerica* Raus. et Bel., *Ps. composita* Korsh., *Ps. tschernyschewi* Schellw., *Schwagerina moelleri* Raus., *Schw. sphaerica* Sul., *Caninia mylensis* Stuck., *Timania schmidtii* Stuck., *Chonetes variolatus* Tschern. non Orb., *Productus neoinflatus* Lich., *Horridonia timanica* Stuck., *Septacamera plicata* Kut., *Neospirifer marcoui* Waag., *Spiriferella mica* V. Barchat. и др.

Интересно отметить, что швагерини, в массе распространенные в верхней части отложений ненецкого горизонта разрезов р. Щучьей, полностью отсутствуют в соответствующей части разрезов по рекам Суле, Белой и Индиге. На западном склоне Северного Тимана в этих слоях они имеются в бассейне р. Волонги. Здесь мощность отложений ненецкого горизонта составляет 8—10 м. Они представлены обломочно-органогенными и палеоаплезиновыми известняками белого, розоватого и голубоватого цвета. Фауна сосредоточена в обломочно-органогенных известняках. Состав ее здесь преимущественно фораминиферовый. Распространенным является следующий комплекс форм: *Schubertella regularis* Chen, *Sch. sphaerica* Sul. (ряд варьететов), *Pseudofusulina idelbajevica* Scham., *Ps. differta* Scham., *Ps. sphaerica* Raus. et Bel., *Ps. parve* Raus. et Bel., *Schwagerina moelleri* Raus., *Schw. sphaerica* Sul., *Avonia tuberculata* Moell., *Buxtonia porrecta* Kut., *Cancrinella koninckiana* Keys., *Neospirifer poststriatus neocameratus* Step., *Spiriferella mica* V. Barchat., *Septacamera plicata* Kut. и др.

Полные разрезы отложений ненецкого горизонта здесь прослежены в нижнем течении р. Волонги в урочище Большая Покаяма и на побережье Чешской губы, вблизи устья р. Волонги в урочище Белое Щелье. Части разреза отложений ненецкого горизонта обнажены в ряде других пунктов по р. Волонге (урочище Малая Покаяма и др.).

Тастубский горизонт. Отложения тастубского горизонта, составляющие среднюю наиболее мощную часть разреза сакмарского яруса, представлены карбонатными породами, которым подчинены тонкие прослои глин и мергелей. Однако отложения этого подразделения не могут быть выделены на западном склоне Среднего Тимана в бассейне рек Мезенской Пижмы и Мезени и на Южном Тимане в бассейне р. Выми, так как в первом случае разрез нижней перми представлен нерасчлененной на ярусы (и тем более на горизонты) толщей доломитов, во втором — галогенно-песчано-доломитовой толщей. В полных фаунистически охарактеризованных разрезах сакмарского яруса мощность отложений тастубского горизонта колеблется в пределах от 20 до 130 м. Максимальные мощности установлены на Южном Тимане, минимальные имеют, по-видимому, место на западном склоне Среднего Тимана, где весь разрез нижней перми не превышает 50 м. На восточном склоне Южного Тимана в разрезе тастубского горизонта участвуют обломочно-органогенные, водорослевые и скрытокристаллические, в той или иной мере доломитизированные и окремненные известняки, которым подчинены маломощные прослои глинистых известняков и мергелей. Они содержат сравнительно бедную, плохо сохранившуюся и однообразную фауну фораминифер, мшанок и брахиопод. Относительно часто

встречающиеся фораминиферы представлены преимущественно мало-характерным комплексом брэдин, параштаффелл, шубертелл, гломоспир и глобивальвулин, тогда как руководящие для горизонта псевдофузулины и парашвагерины встречаются редко или совсем отсутствуют. Вследствие этого границы образований горизонта часто определяются мшанками, а также положением в разрезе между фаунистически достоверно охарактеризованными отложениями ненецкого и стерлитамакского горизонтов. Типичным для отложений тастубского горизонта является здесь следующий комплекс форм: *Bradyina major* Mог., *Glomospira pseudoseptata* Lip., *Parastaffella bradyi* Moell., *P. preobrajenskyi* Dutk., *P. pseudosphaeroidea* Dutk., *P. leei* Dutk., *Schubertella paramelonica* Sul., *Sch. sphaerica* Sul., *Pseudofusulina moelleri* Schellw., *Batostomella principalis* Trisna (MS), *Rhombotrypella* var. *composita* Nikif., *Polypora variocellata* Nikif. var. *extenta* Trisna, *Fenestella faraminosa* Eichw., *Chonetes variolatus* Tschern. non Orb., *Canocrinella koninckiana* Keys. и др.

Близок описанному разрез тастубского горизонта, который установлен на западном склоне Южного Тимана Кельтминской скважиной. Здесь он представлен обломочно-органогенными, фораминиферовыми и водорослевыми известняками серой и желтоватой окраски, содержащими большое количество шубертелл, параштаффелл и водорослей. Нижняя граница их определяется появлением в разрезе *Pseudofusulina sulcata* Korgh. Верхняя может быть намечена только условно, так как редкость нахождения веретеновидных фузулинид, которыми определяются границы горизонта в стратотипическом разрезе, не позволяет отделить в этом разрезе тастубские отложения от стерлитамакских.

В настоящей работе в разрезе Кельтминской скважины к тастубскому горизонту относятся выделенные Н. Н. Ростовцевым при ее описании параштаффеллово-шубертелловые и параштаффеллово-водорослевые слои. Не исключена возможность, что возраст верхней части разреза параштаффеллово-водорослевых слоев, где уменьшается количество шубертелл и параштаффелл и в составе органических остатков начинают преобладать нодозарии, гейнитцины и водоросли, следует относить уже к стерлитамакскому горизонту. Мощность отложений тастубского горизонта в принятых границах около 70 м. Кроме сферических фузулинид (шубертелл, параштаффелл) и водорослей, в них найдены: *Waagenoconcha irginae* Stuck., *Horridonia timanica* Stuck. *Septacamera plicata* Kut. и др.

В естественных обнажениях на территории Южного Тимана отложения тастубского горизонта с достоверностью не установлены. Вполне вероятно, что к ним принадлежат известняки с р. Нив-ю (бассейн р. Елвы), которые, по данным К. К. Воллосовича, содержат *Canocrinella koninckiana* Keys., *Septacamera plicata* Kut. и другие формы. На восточном склоне Южного Тимана небольшие выходы отложений тастубского горизонта, по-видимому, имеются по р. Сойве ниже устья р. Мамыр-йоль.

Прекрасные естественные обнажения отложений тастубского горизонта имеются на Северном Тимане. На восточном его склоне полные непрерывные разрезы отложений этого горизонта вскрыты на правом берегу р. Сулы сразу выше устья р. Малой Янгты. Очень хорошие разрезы имеются также по р. Белой ниже устья Карасиной виски и по р. Индиге около устья ручья Гусинец. Здесь в нижней половине разреза рассматриваемого подразделения преобладают скрытокристаллические доломитизированные и глинистые известняки, переходящие в мергели пепельно-серой и буроватой окраски, которые содержат крупные рако-

вины *Omphalotrochus*. Средняя часть разреза сложена переслаивающимися между собой фораминиферовыми и брахиоподовыми глинистыми, частью доломитизированными известняками. Наконец, верхи разреза представлены обломочно-органогенными, криноидно-мшанково-брахиоподовыми и фораминиферово-коралловыми известняками, которым подчинены тонкие прослой гли и мергелей. Эти известняки часто очень сильно обогащены зернами глауконита, придающими им зеленоватую, голубоватую и фиолетово-красную окраску.

Описанные отложения, общая мощность которых составляет 20—23 м, чрезвычайно богаты фауной. Здесь имеются фораминиферы, одиночные и колониальные кораллы, мшанки, лилии, ежи, бластоидеи, брахиоподы и т. д. Среди фораминифер интересно отметить присутствие большого количества древних форм, свойственных верхнему и даже среднему отделам каменноугольной системы, таких, как разнообразные фузиеллы, фузулиеллы и тритициты, которые прослоями являются даже породообразующими. Определяющим для горизонта служит следующий комплекс форм: *Pseudofusulina uralica* Krot., *Ps. tastubensis* Schellw., *Ps. verneuili* Moell., *Ps. plicatissima* Raus., *Archimedes keyserlingi* Stuck., *A. stuckenbergi* var. *orientalis* Sch—Nest., *Polypora kutorgae* Stuck., *Ascopora mixta* Nikif., *Coscinium caclops* var. *pobreinae* Nikif., *Caninia longisepta* Stuck., *Timania schmidti* Stuck., *Cadocrinus timanicus* Jak., *Protencrinus lobatus* Jak., *Derbyia grandis* Waag., *Chonetes variolatus* Tschern. non Orb., *Linoproductus schrencki* Stuck., *Productus neoinflatus* Lich., *Buxtonia porrecta* Kut., *Waagenoconcha irginae* Stuck., *Horridonia timanica* Stuck., *H. aff. borealis* Haught., *Septacamera plicata* Kut., *Neospirifer marcoui* Waag., *Punctispirifer dieneri* Tschern., *Spiriferella salteri* Tschern., *Pseudosyrings kulikianus* Fred. и др.

На западном склоне Северного Тимана непрерывный разрез тастубского горизонта прослежен в бассейне нижнего течения р. Волонги, в урочище Большая Покаяма. Менее полный комплекс этих отложений обнажается на побережье Чешской губы в урочище Белая Щелья и по р. Волонге в урочище Малая Покаяма. Здесь общая мощность отложений тастубского горизонта составляет 20—25 м. Нижняя половина разреза представлена переслаивающимися между собой обломочно-органогенными, палеоаплизиновыми, фораминиферовыми и скрытокристаллическими известняками серой и буроватой окраски. Скрытокристаллические разности известняков часто обогащены терригенным материалом (глинистым и песчаным). Участками они доломитизированы и окремнены, в последнем случае окраска их голубоватая или голубовато-серая. Верхи разреза горизонта сложены обломочно-органогенными мшанково-криноидно-брахиоподовыми известняками, богатыми зернами глауконита. Эти известняки совершенно подобны описанным из соответствующей части разреза восточного склона Северного Тимана.

Фауна в отложениях тастубского горизонта на западном склоне Северного Тимана однообразнее по сравнению с таковой восточного склона, но все же очень богата. В составе ее необходимо отметить присутствие следующих форм: *Schubertella sphaerica* Sul., *Sch. regularis* Chen, *Fusiella granum—oryzae* Dutk., *Fusulinella pulchra* Raus., *Triticites irregularis* Schellw. et Staff., *Tr. contractus* Schellw., *Pseudofusulina* cf. *borealis* Raus. et Bel., *Ps. conspiqua* Raus., *Ps. decurta* Korzh., *Ps. verneuili* Moell., *Paraschwagerina mira* Raus., *Archimedes keyserlingi* Stuck., *Ascopora nodosa* Fisch., *Coscinium cyclops* Keys., *Fenestella bifurcata* Fisch., *Timania schmidti* Stuck., *Cadocrinus timanicus* Jak., *Codaster barkhatowae* Jak., *Stachedocrinus timanicus* Jak., *Chonetes variolatus* Tschern. non Orb.,

Buhtonia porrecta Kut., *Linoproductus schrencki* Stuck., *Spiriferella salteri* Tschern., *Neospirifer conduriformis* Ein., *Horridonia timanica* Stuck., *Pseudosyringes kulikianus* Fred. и др.

Значительно беднее фауной и хуже обнажены, а отсюда и менее ясны отложения тастубского горизонта на Среднем Тимане. На восточном склоне Среднего Тимана они известны по р. Цильме ниже д. Номбур в урочище Приступки и по р. Мыле выше д. Мылы в урочище Нижняя и Средняя Щельи¹. Мощность отложений тастубского горизонта по обоим рекам составляет 20—25 м. В строении разреза горизонта преобладают сильно доломитизированные скрытокристаллические известняки и мергели, частью доломитизированные, частью окремненные. Окраска их серая и буроватая. Из фауны в этих отложениях найдены сравнительно немногочисленные фораминиферы, крупные одиночные кораллы (много) и брахиоподы. В комплексе фауны фораминифер, как и в соответствующих отложениях Северного Тимана присутствует значительное количество тритицитов и фузулинелл. Наряду с ними встречаются такие формы, как *Pseudofusulina uralica* Krot., *Ps. tschernyschewi* Schellw., *Ps. fixa* Kir. и др. Вместе с ними из брахиопод найдены: *Productus neoinflatus* Lich., *Spiriferella salteri* Tschern. и др. На западном склоне Среднего Тимана в бассейне рек Мезени и Мезенской Пижмы отложения тастубского горизонта не могут быть выделены из состава доломитовой толщи, отнесенной к нижней перми, ввиду отсутствия фаунистических данных.

Стерлитамакский горизонт. Отложения стерлитамакского горизонта не могут быть выделены из-за отсутствия органических остатков в нерасчлененных разрезах нижней перми, известных по рекам Мезенской Пижме, Мезени и Выми на западном склоне Среднего и Южного Тимана. В полных разрезах нижней перми на остальной территории Тимана они представлены комплексом исключительно карбонатных пород, мощность которых колеблется от 5 до 30 м.

На Южном Тимане разрезы отложений стерлитамакского горизонта известны по данным бурения. В составе их присутствуют обломочно-органогенные, фораминиферовые, водорослевые, гидроктиноидные и скрытокристаллические известняки, участки доломитизированные, перекристаллизованные и окремненные. Мощность их обычно невелика. Составляя в среднем 5—10 м, она достигает на отдельных участках (наиболее юго-восточных) до 30 м. Определяющим комплексом фауны является следующий: *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *Ps. urdalensis* var. *abnormis* Raus., *Ps. urdalensis* var. *ovoides* Kir., *Ps. urdalensis* var. *abbreviata* Raus., *Ps. paraverneulli* Viss., *Ps. proplicatissima* Raus., *Ps. callosa* Raus., *Ps. paraconfusa* Raus., *Derbyia regularis* Waag., *Avonia tuberculata* Moell., *Rhynchopora nikitini* Tschern. и др.

В более западных сильно сокращенных разрезах, приближенных к осевой части Тиманского поднятия, отложения стерлитамакского горизонта не могут быть выделены ввиду преобладания параштаффелловых фаций. Тот критерий, который используется некоторыми ухтинскими геологами (А. В. Иванов, М. В. Коновалова, Н. Н. Фотиева и др.) для определения нижней границы подразделения в разрезах этого типа и обосновывается появлением астреевидных кораллов, весьма шаток. Как показало изучение разрезов по Северному Тиману, астреевидные кораллы появляются с тастубского времени и продолжают существовать до конца артинского века. На Среднем Тимане, в бассейне р. Цильмы

¹ Они, по-видимому, вскрыты в ряде пунктов и по другим рекам, но там они заново не пересматривались, а в соответствии с прежней интерпретацией А. А. Малахова считаются принадлежащими к верхнему отделу каменноугольной системы.

и Мылы, мощное скопление полипняков этих кораллов установлено в кровле стерлитамакского горизонта или в подошве отложений артинского яруса. Учитывая приведенные данные, следует для этой цели искать другой критерий, воздерживаясь сейчас от выделения мелких подразделений в разрезах, представленных параштаффелловыми фациями.

На западном склоне Южного Тимана, в разрезе Кельтминской скважины, часть его, соответствующая тастубскому и стерлитамакскому горизонтам, представлена тоже в параштаффелловой фации. Граница между горизонтами вследствие этого может быть намечена только приблизительно, и к стерлитамакскому горизонту можно отнести только условно мшанково-гидроктиноидные слои, выделенные при описании этой скважины Н. Н. Ростовцевым и М. Д. Раузер-Черноусовой. Последняя предполагала, что к стерлитамакскому горизонту следует относить нижележащие параштаффеллово-водорослевые слои, считая основанием для такого суждения присутствие в этих отложениях из фораминифер гейнитцин, нодозарий, а из водорослей соленопор. Более вероятно принадлежность этих слоев к верхам тастубского горизонта, поскольку многочисленные *Pseudofusulina urdalensis* Raus. в сочетании с первыми *Ps. concavitas* Vis. появляются в разрезе только выше мшанково-гидроктиноидных слоев.

В принятом объеме стерлитамакский горизонт представлен в разрезе Кельтминской скважины комплексом сильно-доломитизированных известняков, доломитов, обломочно-органогенных известняков и биогермных мшанково-гидроктиноидных, общая мощность которых около 25 м. По сравнению с отложениями тастубского горизонта здесь в составе пород значительно уменьшается количество водорослей. Вместе с тем увеличивается удельный вес биогермных известняков (гидроктиноидных и мшанковых), сближающих образование этого подразделения с тем типом пород, которые свойственны уже отложениям артинского яруса.

Достоверных выходов на поверхность отложений стерлитамакского горизонта на площади Южного Тимана не установлено. Естественные обнажения этого подразделения имеются на Северном Тимане, но они более редко встречаются, чем обнажения ненецкого и тастубского горизонтов. Так, на восточном склоне Северного Тимана полный разрез стерлитамакского горизонта прослежен только по р. Суле против устья р. Малой Янгыты и по самой р. Малой Янгыте в устьевой части. По рекам Белой, Индиге и Щучьей эта часть разреза представлена разрозненными выходами известняков, трудно между собой увязываемыми.

В полных разрезах по р. Суле мощность отложений стерлитамакского горизонта достигает примерно 15 м. В составе этого горизонта участвуют по преимуществу тонкообломочные сильнодоломитизированные известняки, переслаивающиеся с обломочно-органогенными и мшанково-брахиоподовыми. Все породы сильно обогащены примесью зерен кварца. Фауна из этих отложений относительно плохой сохранности. Руководящими для горизонта являются следующие формы: *Pseudofusulina blochini* Korzh., *Ps. ordinata* Kir., *Ps. plicatissima* Raus., *Ps. sterlitamakensis* Grozd., *Ps. uralica* Kröt., *Ps. tschernyschewi* Schellw., *Ps. urdalensis* Raus., *Ps. subtilis* Schellw., *Ps. jaroslavkensis* var. *fraudulenta* Kir., *Tabulipora borealis* Stuck., *Rhombotrypella arbuscula* Eichw., *Fenestella bifurcata* Fisch., *F. pseudoveneris* Novik., *Polypora porosa* Eichw., *Coscinium keyserlingi* Stuck., *Timanodictia dichotoma* Stuck., *T. foliaata* Nikii., *Derbyia crassa* Meck et Hyaden., *D. grandis* Waag., *Linoproductus rhiphaeus* Step., *Horridonia timanica* Stuck., *Marginifera septentrionalis*

Tschern., *Neospirifer poststriatus neocameratus* Step., *Spiriferella digna* V. Barchat. и др.

На западном склоне Северного Тимана полный разрез отложений стерлитамакского горизонта вскрыт на правом берегу р. Волонги в урочище Большая Покаяма. Части этого разреза можно наблюдать в урочище Малая Покаяма (на левом берегу р. Волонги чуть выше этого урочища) и на побережье Чешской губы в урочище Белая Щелья.

Здесь мощность отложений горизонта около 17 м. В строении нижней его части участвуют тонкообломочные сильнодоломитизированные известняки желтоватой окраски, верхняя часть сложена преимущественно фораминиферовыми сильнодоломитизированными известняками слабо-желтой, почти белой, окраски. Фауна отложений горизонта довольно обильна, но несколько однообразна. Отсюда определены: *Pseudofusulina uralica* Krot., *Ps. lutuginiformis* var. *pointeli* Raus., *Ps. parajaponica* Raus. et Bel., *Ps. tschernyschewi* Schellw., *Ps. callosa* Raus., *Ps. blochini* var. *bellatula* Korzh., *Ps. electa* Scham., *Paraschwagerina tumidofusieides* Grozd., *P. mira* Raus., *P. schwagerinoides* Raus. et Bel., *Polypora orbicibrata* Keys., *Ascopora nodosa* Fisch., *Coscinium cyclops* Keys., *Chonetes timanicus* Tschern., *Buxtonia juresanensis* Tschern., *Linoproductus rhiphaeus* Step., *Avonia tuberculata* Moell., *Pustula pustulata* Keys., *Spiriferella digna* V. Barchat. и др.

Из приведенного списка фауны видно, что в комплексе фораминифер громадный удельный вес имеют формы, уже широко распространенные в отложениях тастубского горизонта. Только одна *Pseudofusulina callosa* Raus. является руководящей формой для рассматриваемого подразделения. Это явление «переживания» отдельных групп фауны, нахождение некоторых видов в громадном количестве экземпляров, захват ими «жизненного пространства», что, например, наблюдается с псевдофузулинами, относящимися к видам *Pseudofusulina uralica* Krot., *Ps. tschernyschewi* Schellw., уже отмечались ранее при описании развитых здесь отложений тастубского горизонта. Надо полагать, что это явление обусловлено необычайно благоприятными для определенных, по-видимому, местных, видов условиями обитания, которые оставались неизменными в течение длительного промежутка времени. Эти же самые условия являлись препятствием для проникновения сюда мигрантов, в частности уральского происхождения.

Примерно такой же тип разреза отложений стерлитамакского горизонта, как только что описанный, наблюдается на восточном склоне Среднего Тимана. Здесь в бассейне р. Цильмы, ниже д. Номбур в урочище Приступки и по р. Мыле выше деревни этого же наименования в урочище Нижняя Щелья мощность отложений стерлитамакского горизонта составляет 20 м (р. Мыла) и 15 м (р. Цильма). Горизонт представлен мелкообломочными сильнодоломитизированными известняками желтоватой окраски, которым подчинены прослой палеоаплизиновых и фораминиферовых известняков. Найденные в них органические остатки сравнительно бедны и однообразны. Отсюда определены следующие формы: *Pseudofusulina tschernyschewi* Schellw., *Ps. uralica* Krot., *Ps. blochini* Korzh., *Ps. callosa* Raus., *Ps. baschkirica* Korzh., *Chonetina* cf. *trapezoidalis* Waag., *Linoproductus rhiphaeus* Step., *Rhynchopora nikitini* Tschern. и др.

На западном склоне Среднего Тимана, в сокращенных по мощности разрезах нижней перми, представленных доломитами, которые вскрыты по р. Мезени в ряде пунктов между устьем р. Кривой и р. Ньюсполайоль и по р. Мезенской Пижме (между деревнями Шегмас и Кобыльской), отложения стерлитамакского горизонта не выделяются.

Артинский ярус

Отложения артинского яруса, развитые в пределах Тимана, отличаются меньшей выдержанностью разреза по сравнению с только что описанными сакмарскими образованиями. Мощность отложений артинского яруса на площади Тимана в среднем составляет 40—80 м, возраста на крайних юго-восточных площадях Южного Тимана (Джебол) до 150 м и иногда более. Они представлены существенно карбонатными породами. Терригенные породы появляются в виде прослоев и пачек глин только в разрезах на восточном склоне Южного Тимана, в полосе, сопредельной с Печорским Уралом, и на западном его склоне в бассейне р. Выми, где наряду с прослоями песчаников большую роль играют галогенные образования.

На большей части площади Южного Тимана и на восточном склоне Северного Тимана артинские отложения очень богаты морской фауной платформенного типа. На западном склоне Северного и Среднего Тимана и в бассейне р. Выми на Южном Тимане артинские отложения содержат очень бедный комплекс органических остатков или совсем лишены последних. Здесь их возраст устанавливается положением в разрезе над фаунистически охарактеризованными образованиями стерлитамакского горизонта или определяется условно (бассейн р. Выми).

В полных хорошо фаунистически охарактеризованных разрезах артинских отложений они подразделяются на нижне- и верхнеартинский подъярусы. Нижний из них соответствует той части разреза, которая на западном склоне Урала обнимает отложения бурцевского и иргинского горизонтов, а верхний соответствует саргинско-саранинскому комплексу образований. Выделение более мелких подразделений в составе артинского яруса на Тимане не представляется возможным.

Нижнеартинский подъярус. Разрез нижнеартинского подъяруса сложен преимущественно карбонатными породами, мощность которых в полных разрезах в среднем составляет 25—50 м, возраста на отдельных участках до 100 м и иногда более. По составу органических остатков в разрезах, богатых фауной, отложения подъяруса характеризуются присутствием большого количества веретенообразных фузулинид, псевдофузулин и парафузулин, комплексом мшанок, состоящим из разнообразных батостомелл, ромботрипелл, ромбопор и брахиопод, среди которых ведущая роль принадлежит спирифереллам группы тиманика и полярис. Контакт отложений нижнеартинского подъяруса с подстилающими образованиями стерлитамакского горизонта на большей части территории Тимана нерезкий. Только на отдельных участках — площадях локальных структур — взаимоотношения между ними имеют, возможно, трансгрессивный характер (Покча, Петрушино).

Полный и хорошо фаунистически охарактеризованный разрез подъяруса известен по данным многочисленных буровых скважин на восточном склоне Южного Тимана. Здесь отложения подъяруса выражены комплексом обломочно-органогенных, мшанково-брахиоподовых, фораминиферовых, криноидно-мшанковых, водорослевых и скрытокристаллических известняков голубовато-серой, зеленоватой, реже буроватой окраски. Известняки частью доломитизированы, частью окремнены и перекристаллизованы.

Максимальная мощность отложений, относящихся к этому подразделению в районе Джебола около 110 м. Из органических остатков, типичных для подъяруса, следует отметить следующий комплекс форм: *Pseudofusulina concavutas* Viss., *Ps. concavutas* var. *minor* Viss., *Ps. concavutas* var. *adelpha* R a u s., *Ps. postpedisequa* R a u s., *Ps. con-*

cessa Viss., *Ps. kuthanensis* Raus., *Ps. forakerensis* var. *uralensis* Raus., *Parafusulina lutugini* Schellw., *P. prolutugini* Raus., *Batostomella pudens* Trisna, *Rhombotrypella invulgata* Trisna, *Ps. prona* Trisna, *Rhomhpora lepida* Nikif., *Chonetes timanicus* Tschern., *Horridonia* cf. *timanica* Stuck., *Linoproductus rhiphaeus* Step., *Waagenoconcha irginae* Stuck., *Spiriferella polaris* Wim. и др.

На западном склоне Южного Тимана отложения нижнеартинского подъяруса вскрыты Кельтминской скважиной. Здесь к нему относится нижняя половина толщи карбонатных пород, которая выделялась Н. Н. Ростовцевым под названием мшанково-брахиоподовых слоев. Эта часть разреза сложена обломочно-органогенными мшанково-брахиоподовыми, криноидными, водорослевыми, фораминиферовыми и гидротиноидными известняками, участками сильно доломитизированными, переходящими в доломит. Мощность отложений этого подразделения немного менее 22 м. Из фауны в них найдены: *Parastaffella bradyi* Moell., *P. dagmarae* Dutk., *P. preobrajenkyi* Dutk., *Pseudofusulina concavutas* Viss., *Ps. urdalensis* Raus., *Ps. forakerensis* var. *uralensis* Raus., *Ps. concessa* Viss., *Pustula pustulata* Keys., *Waagenoconcha irginae* Stuck., *Neospirifer poststriatus neocameratus* Step., *Buxtonia porrecta* Kut., *Marginifera septentrionalis* Tschern., *Athyris acutomarginalis* Waag. и др.

На более северных площадях западного склона Южного Тимана в бассейне р. Выми, где разрез всей нижней перми представлен 350-метровой терригенно-галогенно-доломитовой толщей, отложения нижнеартинского подъяруса не могут быть выделены.

Хорошо фаунистически охарактеризованные отложения нижнеартинского подъяруса вскрыты в естественных обнажениях на восточном склоне Северного Тимана. Они приурочены здесь к р. Суле на участке ее течения между устьями рек Щучьей и Малой Янгыты и по р. Щучьей у водопада и частью выше водопада. В строении нижней, большей части разреза подъяруса принимают участие обломочно-органогенные мшанково-брахиоподовые, брахиоподовые и фораминиферовые известняки, частью сильно доломитизированные с примесью терригенного материала. Верхи разреза представляют собой массивный гидроидный сильно окремненный известняк голубовато-серой и белой окраски. Из органических остатков в отложениях подъяруса найден следующий комплекс форм: *Nodosaria* cf. *netschajewi* Tschern., *N. catelliniformis* Grozd. (MS), *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *Ps. consobrina* Raus., *Ps. forakerensis* var. *uralensis* Raus., *Ps. concavutas* Viss., *Ps. schellwieni* Viss., *Ps. concavutas* var. *biogermica* Raus., *Ps. densa* Raus., *Fistulipora* aff. *amplia* Nikif., *Tabulipora* aff. *borealis* Stuck., *Rhombotrypella* ex gr. *arbuscula* Eichw., *Fenestella* aff. *distincta* Nikif., *Polypora porosa* Eichw. var. *sulaensis* Nikif., *Reteporidra* aff. *borealis* Stuck., *Ps. micropora* Stuck., *Ascopora* aff. *nodosa* Fisch., *Timanodichtya dichotoma* Stuck., *Tymanotripa folliata* Nikif., *Cystopora monoseptata* Dobr., *Derbyia crassa* Meek et Hayden, *D. grandis* Waag., *Linoproductus rhiphaeus* Step., *Horridonia timanica* Stuck., *Neospirifer condoriformis* Ein., *Spiriferella polaris* Wim., *Athyris semiovalis* Fred., *Dielasma dorvasicum* Tschern. и др. Мощность отложений подъяруса 20—25 м.

В обнажениях по р. Белой в устьевой части и по р. Индиге около устья р. Спускской вскрыта только нижняя часть подъяруса. На западном склоне Северного Тимана в естественных обнажениях р. Волонги (урочища Большая и Малая Покаяма) отложения артинского яруса представлены довольно однообразной, бедной органическими остатками толщей сильно доломитизированных известняков и песчанистых

доломитов, желтоватой и белой окраски, общая мощность которых составляет 40—45 м. Они залегают здесь на фораминиферовых известняках с *Pseudofusulina callosa* Rauc. и покрываются красноцветными терригенно-карбонатными образованиями верхней перми. Только совершенно условно к нижнеартинскому подъярису можно отнести нижнюю половину описанной толщи мощностью около 20 м. Залегающие в основании ее доломитизированные известняки содержат еще немногочисленную, плохо сохранившуюся фауну нормального морского бассейна такого состава: *Chonetina pseudotrapezoidalis* Mil., *Linoproductus ufensis* Fred., *L. aagardi* Toula, *Canocrinella koninckiana* Keys., *Avicularpecten mutabilis* Lich. и др. Остальная часть разреза представлена некристаллическими сильнодоломитизированными известняками и песчанистыми доломитами, которым подчинены тонкие прослои обломочно-органических и фораминиферовых известняков. В последних содержатся лишь раковины нодозарий, гейнитцин, параштаффелл и шубертелл.

Не могут быть выделены достаточно определенно отложения нижнеартинского подъяруса и на восточном склоне Среднего Тимана. Здесь отложения артинского яруса в целом еще больше уклоняются от образований, свойственных нормальному морскому бассейну. Вскрытые в естественных обнажениях по р. Мыле выше д. Мылы в урочище Нижняя Щелья и по р. Цильме ниже д. Номбур в урочище Приступки, они представлены однообразной толщей сильнодоломитизированных известняков и песчанистых доломитов желтоватой окраски, весьма напоминающих по литологическим особенностям те породы, которые отмечены выше в разрезе артинских отложений р. Волонги. Мощность их здесь также около 40 м. В основании этой толщи как на р. Мыле, так и по р. Цильме залегает слой, переполненный мощными полипняками кораллов, таких, как: *Orionastrea* cf. *breviseptata* var. *major* Dobr., *O. solida* Dobr., *Cystophora biseptata* Dobr., *C. monoseptata* Dobr. и др. Вся вышезалегающая часть разреза является практически немой, так как в ней находятся только неопределенные до вида шубертеллы и нодозарии. Таким образом, только совершенно условно к нижнеартинскому подъярису может быть отнесена нижняя половина описанной толщи. Основанием для такого заключения является залегание этих пород на фаунистически охарактеризованных отложениях стерлитамакского горизонта без следов какого бы то ни было перерыва. На западном склоне Среднего Тимана в бассейне р. Мезени и Мезенской Пижмы артинские отложения не могут быть выделены в составе доломитовой толщи, общая мощность которой составляет около 50 м, а возраст определяется по положению в разрезе как нижнепермский.

Верхнеартинский подъярус. Отложения верхнеартинского подъяруса представлены карбонатными породами, которым на восточном склоне Южного Тимана подчинены значительные по мощности пачки глин. На западном склоне Среднего и Южного Тимана в бассейнах рек Выми и Мезени образования этого подразделения не могут быть выделены из общего состава разреза нижней перми, представленной в первом случае галогенно-терригенно-доломитовой, а во втором доломитовой толщами. Мощность отложений верхнеартинского подъяруса в полных разрезах колеблется от 20 до 100 м. Максимальные мощности отложений верхнеартинского подъяруса установлены буровыми скважинами на восточном склоне Южного Тимана на участке Джебола. Здесь в крайних юго-восточных пунктах разбуренной территории разрез подъяруса наиболее обогащен глинистым материалом, как рассеянным в толще карбонатных пород, так и аккумулярованным в прослоях и пачках глин. Отсюда эти большие мощности отложений верхнеартин-

ского подъяруса быстро сокращаются в северо-западном (к осевой части Тимана) и северном (к Петрушино) направлениях при одновременном уменьшении в разрезе (до полного исчезновения) количества терригенного материала.

Карбонатные породы подъяруса представлены обломочно-органогенными, часто сильно перекристаллизованными, выщелоченными и доломитизированными известняками, участками сильно окремненными. По составу содержащейся фауны это преимущественно мшанково-брахиоподовые известняки, прослоями обогащенные спикулами кремневых губок. Окраска известняков зеленоватая и голубовато-серая. Глина в отложениях подъяруса известковистая, серая, сиреневой и зеленоватой окраски, отличается бедностью фауны преимущественно брахиоподового состава. Руководящим комплексом органических остатков является следующий: *Fistulipora* aff. *guttata* Trisna, *Goniocladia pulchra* Sch. — Nest., *Hexagonella petscherica* Sch. — Nest., *Linoproductus aagardi* Toul., *Marginifera stuckenbergiana* Krot., *M. mammatiformis* Fred., *Linoproductus ufensis* Fred., *Horridonia sulaensis* V. Barchat. sp. nov., *Neospirifer condoriformis* Ein., *Paeckelmanella expansa* Tschern., *Rhynchopora nikitini* Tschern. и др.

На западном склоне Южного Тимана полный разрез отложений верхнеартинского подъяруса вскрыт Кельтминской скважиной, кроме того, небольшая часть его обнажается в естественных выходах. В разрезе скважины сюда относится верхняя половина мшанково-брахиоподовых слоев Н. Н. Ростовцева мощностью около 10 м. Эта часть разреза представлена сильнодоломитизированным известняком или доломитами, участками с сохранившейся обломочно-органогенной структурой. Из органических остатков, кроме мшанок и брахиопод, имеются многочисленные водоросли: толстостенные, цилиндрические, синезеленые, фарфоровидные и онколиты. Веретенообразные фузулиниды здесь отсутствуют, а состав брахиоподовой фауны, в общем, близок установленному в подстилающих отложениях нижнеартинского подъяруса.

В естественных обнажениях отложения рассматриваемого подразделения вскрыты в бассейне р. Вычегды. Так, у с. Мьелдино, где обнажены верхние слои верхнеартинского подъяруса и их контакт с отложениями кунгура, найден богатый комплекс мшанок и брахиопод, из которых определены: *Polypora biarmica* Keys., *P. sargaensis* Trisna, *Rhombotrypella arbuscula* Eichw. var. *distincta* Nikif., *Buxtonia porrecta* Kut., *Waagenoconcha irginae* Stuck., *Anidach aagardi* Toul., *Dictioclostus uralensis* Lich., *Horridonia sulaensis* V. Barchat., *Paeckelmanella expansa* Tschern., *Hustedia* cf. *remota* Eichw., *Rhynchopora nikitini* Tschern. и др.

Та же часть разреза вскрыта и по р. Помоз. Здесь глинистые известняки изобилуют: *Marginifera stuckenbergiana* Krot., *Cancrinella koninckiana* Keys., *Horridonia sulaensis* V. Barchat. Наконец, по р. Вычегде на участке ее течения между устьями рек Воль и Кенжан (урочище Пас-Вомын) в нижней части берегового склона из-под оолитовых известняков, относящихся к филипповской свите кунгурского яруса, обнажаются сильнодоломитизированные известняки и доломиты с *Horridonia sulaensis* V. Barchat., *Waagenoconcha irginae* Stuck. и другими брахиоподами. На северных площадях западного склона Южного Тимана в бассейне р. Выми, судя по разрезу Большепорожской скважины, отложения этого подразделения из-за недостатка данных не выделяются.

Полный фаунистически хорошо охарактеризованный разрез верхнеартинского подъяруса установлен в естественных выходах на восточном склоне Северного Тимана. Здесь он обнажен р. Сулой ниже устья

р. Щучьей и по р. Щучьей на участке ее течения от устья до водопада и частью выше его. Мощность отложений этого подразделения около 20 м. В строении его участвуют обломочно-органогенные мшанково-кораллово-брахиоподовые, сильно ожелезненные известняки, которым подчинены прослой тонко- и среднеобломочных сильнодоломитизированных известняков. Окраска известняков желтоватая, красноватая и фиолетовая. В составе фауны, найденной в рассматриваемых отложениях, преобладают брахиоподы, часто представленные двустворчатыми экземплярами с хорошо сохранившейся наружной скульптурой. Довольно многочисленны мшанки обычно встречаются в виде сравнительно мелких обломков. В значительном количестве содержатся мелкие лепешковидные и полусферические полипники астреовидных кораллов. Из фораминифер присутствуют только так называемые мелкие формы. В целом для подъяруса здесь характерен следующий комплекс форм: *Frondicularia* sp., *Geinitzina* aff. *pusilla* Grozd. (MS), *Pachyphloia* sp., *Polypora kutorgae* Stuck., *P. porosa* Eichw., *Rhombotrypella* cf. *stuckenbergi* Nikif., *Petalotrypa timanica* Nekh. sp. nov., *Fenestella stuckenbergi* Nikif., *Goniocladia vesiculosa* Nekh. sp. nov., *Cystophora biseptata* Dobr., *Paeckelmannia alata* Toula, *P. sulaensis* V. Barchat., *P. rotundatus* Toula, *Linoproductus ufensis* Fred., *L. rhiphaeus* Step., *Waagenoconcha irginae* Stuck., *Horriconia sulaensis* V. Barchat., *Neospirifer conduriformis* Ein., *Spiriferella timanica* V. Barchat., *Punctispirifer pyramidatus* Tschern., *Paeckelmannella expansa* Tschern. и др.

Многие виды брахиопод представлены громадным числом экземпляров, причем скопление раковин какого-нибудь одного или двух видов образует целые прослой. Такой способ захоронения свойствен пекельманиям, линопродуктусам, продуктусам, хорридониям и ваагеноконхам.

По другим рекам на восточном склоне Северного Тимана отложения верхнеартинского подъяруса не обнажены. На западном склоне Северного Тимана к отложениям рассматриваемого подразделения относится (условно) верхняя половина разреза толщи песчаных доломитов общей мощностью около 20 м, подстилающих красноцветные известковистые алевролиты верхней перми в разрезах р. Волонги. Из органических остатков в ней найдены редкие фораминиферы, нахождение которых приурочено к тонким пропласткам обломочно-органогенных известняков. Из них определены: *Nodosaria* aff. *indepressa* Tschern., *Geinitzina indepressa* var. *misera* Grozd., *Parastaffella ovalis* Viss., *P. umbonata* Raus., *P. ivanovi* Dutk., *Schubertella* ex gr. *sphaerica* Sul. и др.

Лучшие разрезы отложений этого подразделения наблюдались в урочищах Малая и Большая Покаяма. Подобен описанному тип разреза отложений верхнеартинского подъяруса, установленный на восточном склоне Среднего Тимана в бассейне р. Цильмы (урочище Приступки) и по р. Мыле (урочище Нижняя Щелья). В отличие от Северо-Тиманского разреза здесь еще более редки находки параштаффелл, гейнитцин, нодозарий и шубертелл (по условиям сохранности их нигде не удалось определить до вида). Кроме того, здесь кровлей артинских отложений является не красноцветы верхней перми, а оолитовые известняки с редкими пеллециподами, которые относятся к нижним горизонтам кунгурского яруса (филипповской свите). На западном склоне Среднего Тимана в сокращенном разрезе нижней перми, представленном доломитовой толщей (обнажающейся по р. Мезени на участке ее течения от устья р. Кривой до устья Ньюс-Пола-йоль и по р. Мезенской Пижме в урочище Белая Щелья), отложения описываемого подразделения не выделяются.

Кунгурский ярус

В разрезах Тимана в кунгурский ярус, венчающий собой разрез нижней перми, выделяется толща сильнодоломитизированных известняков, доломитов, гипсов, ангидритов с подчиненными им прослоями глин и глинистых алевролитов. Мощность этой толщи чрезвычайно сильно варьирует. В пределах большей части площади обнажения «собственно» Тимана кунгурские отложения отсутствуют или едва достигают нескольких метров. Вместе с тем в некоторых районах Южного Тимана (Джебол) мощность их превосходит 550 м.

Особняком стоят кунгурские отложения Северного Тимана, имеющиеся только на восточном его склоне и вскрытые по р. Суле ниже устья р. Щучей. В отличие от комплекса кунгурских пород, с той или иной полнотой представленных на остальной территории Тимана, которым свойственны особенности отложений полулагунного типа, бедных органическими остатками, здесь они представлены маломощной пачкой доломитизированных пород, содержащих богатую морскую фауну. В составе фауны имеются фораминиферы, мшанки и брахиоподы. Из них определены следующие формы: *Fronicularia mica* Gerke, *Pachyphloia* sp. ind., *Descritella sulaensis* Krutsh., *Paeckelmannia capitalina* Toulou, *Jakovlevia impressa* Toulou, *J. medeja* V. Barchat., *Horridonia pseudohorrida* Wim., *H. granulifera* Toulou, *H. spitzbergiana* Toulou, *Anidanthus kulikii* Fred., *An. cf. alatus* Cooper, *Spiriferella* ex gr. *draschei* Buch, *Timaniella festa* V. Barchat. и др. Приведенный комплекс фауны сближает вмещающие их отложения с морскими кунгурскими образованиями Арктики, которые нам известны со Шпицбергена, полуострова Канина и Печорского угольного бассейна по работам Г. Н. Фредерикса, Д. Л. Степанова, Н. В. Калашникова и др. На остальной площади Тимана этим отложениям соответствуют породы филипповской свиты.

В полных разрезах кунгура, известных на Южном Тимане (в составе кунгура) выделяются филипповская и иреньская свиты, которые, по-видимому, соответствуют одноименным подразделениям, установленным решениями пермской конференции 1950 г. Первая из них существенно карбонатная, вторая — галогенно-терригенно-доломитовая, в верхней части разреза сильно обогащенная терригенным материалом. Количество последнего возрастает в разрезах на юго-восточных площадях Южного Тимана. В самых крайних юго-восточных пунктах рассматриваемой территории в верхах разреза кунгура залегает мощная толща каменной соли. Кунгурские отложения, как уже отмечалось выше, имеют преимущественно распространение на Южном Тимане, где полные разрезы вскрыты многочисленными скважинами по левобережью р. Печоры, на Вычегодско-Печорском водоразделе и несколькими скважинами в бассейнах рек Вычегды и Выми.

На восточном склоне Южного Тимана в большинстве скважин выделяются как филипповская, так и иреньская свиты.

Филипповская свита сложена доломитами, скрыто- и мелкокристаллическими доломитизированными известняками, участками оолитовыми, плотными или мучнистыми. Окраска пород буровато-серая и желтоватая. Этим породам подчинены тонкие прослои ангидрита голубовато-серой окраски и гипса бледно-желтоватого и розоватого цвета. Фауна свиты очень бедная и плохой сохранности. Она представлена мелкими формами фораминифер, брахиоподами и пеллециподами. Отсюда определены: *Globivalvulina* sp., *Glomospira* sp., *Hemigordius* sp., *Cornuspira* sp., *Nodosaria catelliniformis* Grozd., *N. ex gr. krotowi* Tschern., *Fronicularia* aff. *mica* Gerke, *Chonetes* sp., *Pug-*

nax sp., *Rhynchopora variabilis* Nik., *Hustedia* cf. *remota* Waag., *Martinia* sp. и др.

Кроме фауны, в этих отложениях найдены редкие остатки спор и пыльцы. Особенности спорово-пыльцевого комплекса выражаются следующими цифрами: пыльца типа вельвичиевых 33,5%, пыльца невыясненной систематической принадлежности 22,3%, пыльца хвойных 15,9%, пыльца кордаитов 9,8%, пыльца гинкговых и цикадовых 9,5%. Количество спор обычно не превышает 10%. Общая мощность отложений филипповской свиты колеблется от нескольких метров до 120 м и более. Максимальные мощности установлены на крайнем юго-востоке, на Джебольском участке.

Иреньская свита по составу пород может быть подразделена на две части. Нижняя, большая по мощности часть представлена переслаивающимися между собой пачками ангидритов и гипсов с доломитами и доломитизированными известняками. Мощность этих отложений в крайних юго-восточных скважинах рассматриваемой территории достигает 350 м и иногда более. В направлении на северо-запад мощности сокращаются, и местами эти отложения полностью отсутствуют. Карбонатные породы этой части разреза афанитового или мелкокристаллического сложения отличаются очень бедными органическими остатками. Из них определены: *Globivalvulina* sp., *Nodosaria* sp., *Ceinitzina* sp., обрывки мшанок и обломки кораллитов. Встречаются также неясные отпечатки и ядра брахиопод: *Chonetes* sp., *Linoproductus* sp., *Rhynchopora* sp. Более обильны в этой части разреза споры и пыльца растений. Содержание и соотношение в последней основных систематических групп таковы: пыльца типа вельвичиевых 35,6%, пыльца невыясненной систематической принадлежности 20,7%, пыльца хвойных 16,3%, пыльца кордаитов 12,4%, пыльца гинкговых и цикадовых 5,3%. Количество спор не превышает 10%.

Верхняя часть разреза иреньской свиты сложена переслаивающимися между собой доломитизированными известняками, доломитами, полимиктовыми песчаниками, глинами, ангидритами и гипсами. Карбонатные и галогенные породы подобны описанным из вышележащей части разреза. Песчаники и глины имеют серую, зеленовато-серую и буроватую окраску. Прослой глины богаты растительными остатками. Мощность этой части разреза колеблется от нескольких метров до 20 м. Особенности спорово-пыльцевых комплексов в них таковы: пыльца типа вельвичиевых 26,6%, пыльца невыясненной систематической принадлежности 20,4%, пыльца кордаитов 22,1%, пыльца хвойных 15,6%, пыльца гинкговых и цикадовых 6,5%, спор 8,8%. Сравнительный состав спорово-пыльцевых комплексов из отложений разных горизонтов кунгурского яруса, можно убедиться, что в них доминирует пыльца вельвичиевых, а наиболее ничтожна роль гинкговых и цикадовых. Количество пыльцы хвойных устойчиво на протяжении всего разреза, а содержание пыльцы кордаитов сильно возрастает в верхах разреза яруса. Интересно, что в вышележащих отложениях верхней перми количество последних резко сокращается, а содержание хвойных, наоборот, растет.

В подстилающих кунгурские отложения артинских образований в составе спорово-пыльцевых комплексов главная роль принадлежит гинкговым и цикадовым. Таким образом, особенности спорово-пыльцевых комплексов, по-видимому, могут быть использованы как руководящие для определения возраста рассматриваемых отложений. Это обстоятельство очень важно, принимая во внимание бедность кунгурских отложений органическими остатками. На западном склоне Южного Тимана, по данным бурения на Елмач-Парме, разрез кунгур-

ского яруса очень близок к только что описанному. В бассейне р. Выми в разрезе Большепорожской скважины кунгурские отложения не могут быть отчленены от отложений сакмарского и артинского ярусов, поскольку постоянный лагунный режим здесь установился с самого начала пермского периода. К кунгурским отложениям совершенно условно здесь относится верхняя треть 350-метровой толщи галогенно-карбонатно-терригенных пород с нодозариями и гейнитцинами. На восточном склоне Среднего Тимана к отложениям кунгурского яруса, сопоставляющимся с образованиями филипповской свиты, относится условно комплекс оолитовых известняков, венчающих доломитовую артинскую толщу. Эти оолитовые известняки, вскрывающиеся по рекам Цильме и Мыле, в урочищах Приступки и Синие Горы, имеют мощность 3—7 м. Органические остатки в них не найдены. На известняки налегают гипсы, загрязненные примесью глинистого материала красного цвета, видимая мощность которых также измеряется несколькими метрами. Надо полагать, однако, что мощность последних, столь ничтожная в пределах обнаженной части Среднего Тимана, резко возрастает в восточном направлении, в сторону Печорской впадины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение приведенного фактического материала по описанию стратиграфии отложений нижнего отдела пермской системы Тимана следует кратко охарактеризовать основные типы разрезов отложений этого подразделения, развитых в рамках рассматриваемой территории, и наметить в его пределах площади провинций, для которых выделенные типы разрезов являются свойственными. Теперь признается существование по крайней мере шести таких провинций (рис. 69).

1. Вычегодско-Печорская провинция, охватывающая площадь Южного Тимана, за исключением бассейна р. Выми и участка Вымско-Вольской гряды. На большей части этой территории нижнепермские отложения залегают без следов перерыва на образованиях верхнего карбона. Трансгрессивный контакт установлен только в полосе, определенной с Печорским Уралом, и на участках, приближенных к поднятиям. В целом для провинции характерен непрерывный полный разрез образований нижнего отдела пермской системы, в составе которого выделяются отложения всех трех ярусов. Из них сакмарский и артинский ярусы представлены морскими образованиями, а кунгурский ярус — лагунно-морскими осадками. Мощности отложений всех подразделений значительные, а на отдельных площадях большие, достигающие на крайних юго-восточных участках (Джебол) более 850 м. Отложения сакмарского и артинского ярусов содержат большое количество остатков морской фауны, особенно богатой и разнообразной в отложениях последнего. В составе ее преобладают уральские элементы. В сакмарских отложениях значительный удельный вес имеют параштаффелловые фации. Отложения кунгурского яруса бедны органическими остатками, которые носят характер угнетенной фауны артинского типа. На крайних юго-восточных площадях провинции характерно развитие в последние моменты жизни кунгурского бассейна высокосоленой лагуны. По типу осадков, полноте разреза, составу фауны и порядку цифр мощностей характеризуемых отложений описанная провинция обнаруживает тесную связь с Предуральским прогибом.

2. Вымская провинция, установленная в бассейне р. Выми, характеризуется довольно мощным (до 350 м) комплексом отложений ниж-

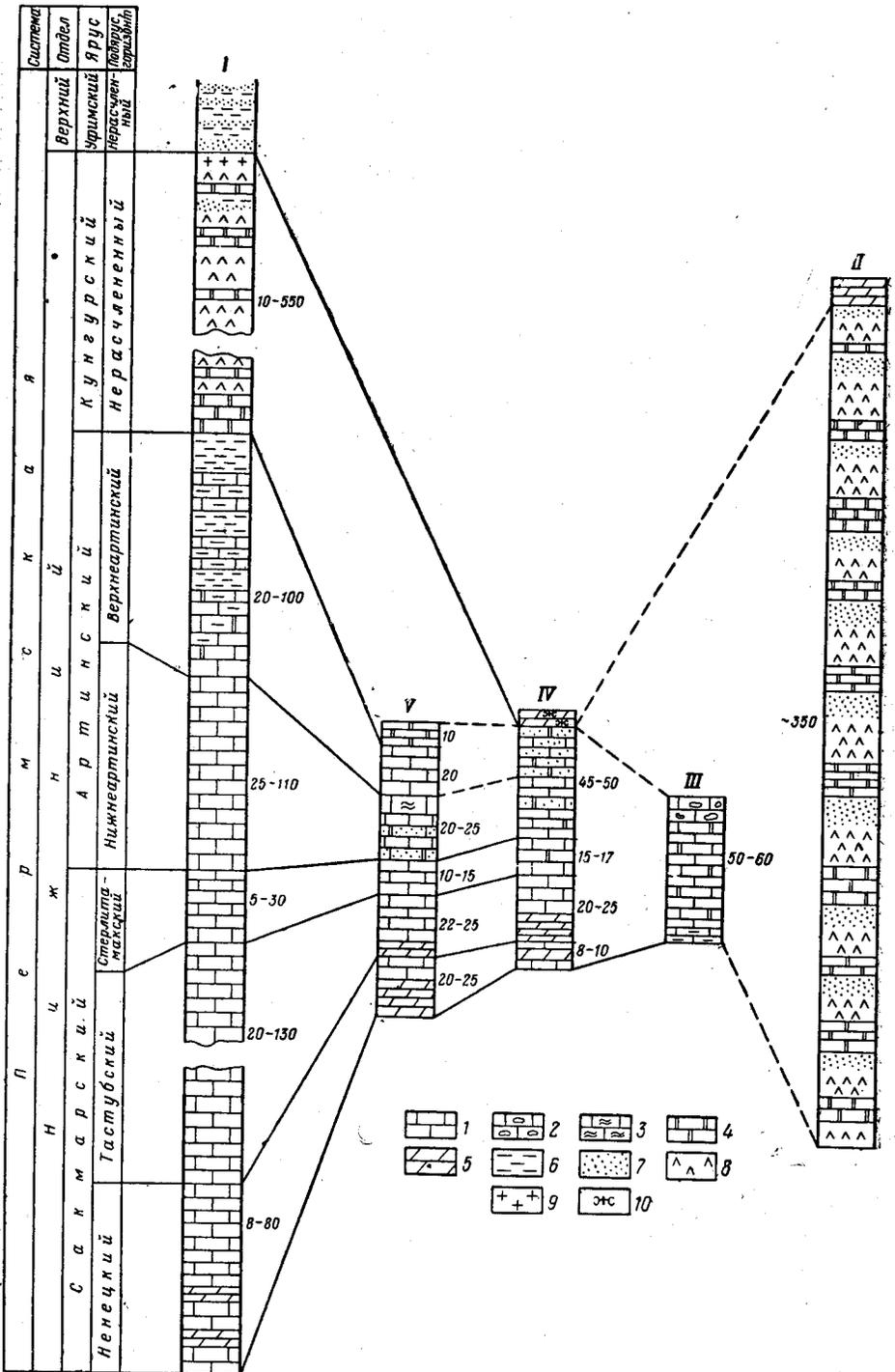


Рис. 69. Сопоставление основных схематизированных типов разрезов отложений нижней перми Тимана

1 — известняки; 2 — известняки брекчиевидно-конгломератовидные; 3 — известняки; 4 — доломиты; 5 — мергели; 6 — глины и аргиллиты; 7 — пески и песчаники; 8 — ангидрит

Типы разрезов: I — Вычегодско-Печорский; II — Вымский; III — Мезенский; IV — Волонгско-Цилемский; V — Сульско-Инди́гский

него отдела пермской системы, представленным однообразной галогенно-терригенно-доломитовой толщей. Карбонатные породы этой толщи содержат бедную нехарактерную фауну не допускающую расчленения разреза ни на ярусы, ни тем более на горизонты. По этой причине трудно решить вопрос, какие части разреза нижней перми развиты в пределах данной провинции. Задача усложняется тем обстоятельством, что контакты галогенно-доломитовой толщи с подстилающими каменноугольными отложениями и покрывающими образованиями верхней перми носят, по-видимому, трансгрессивный характер. Провинция весьма обособлена от остальных тиманских провинций и обнаруживает тесную связь с областями, располагающимися к западу от нее.

3. Мезенская провинция охватывает бассейн верхнего течения р. Мезени, бассейны рек Мезенской Пижмы и Рочуги. На этой площади комплекс отложений нижней перми представлен однообразной толщей доломитов, в верхах разреза брекчиевидных, мощность которых составляет 50—60 м. Описанные породы лишены фауны, позволяющей установить возраст отложений. Последний определяется условно положением этой толщи доломитов в разрезе над отложениями верхнего отдела карбона и под образованиями верхнего отдела перми.

4. Волонгско-Цилемская провинция включает в себя площади бассейна р. Волонги и верхнего течения бассейнов рек Цильмы и Мылы. В пределах этой провинции отложения нижней перми залегают без видимого перерыва на отложениях верхнего отдела каменноугольной системы. В морских фациях с богатой фауной выражена часть разреза, относящаяся к сакмарскому ярусу. Артинская часть разреза сложена песчанистыми доломитами и доломитизированными известняками, бедными органическими остатками. Кунгурские отложения на большей части территории провинции отсутствуют. Только на востоке ее развиты нижние горизонты, относящиеся к этому подразделению. Общая мощность отложений нижней перми провинции не превышает 100 м.

5. Сульско-Инди́гская провинция располагается на восточном склоне Северного Тимана, обнимая площади бассейнов рек Инди́ги, Щелихи, Белой, Щучьей и Сулы. В пределах этой провинции в составе разреза нижней перми выделяются отложения сакмарского, артинского ярусов и самых нижних горизонтов кунгурского яруса. Общая мощность отложений составляет около 120 м. Как сакмарские, так и артинские образования выражены в морских фациях, очень богатых органическими остатками. Особенно богата фауной сакмарская часть разреза. Фауна в целом для обоих ярусов является по преимуществу развившейся на месте. Роль мигрантов в ней ничтожна. Из них важно отметить присутствие видов, свойственных для отложений нижней перми высоких широт и Печорской угленосной провинции, которые явно преобладают над формами уральского происхождения.

6. Островная (предполагаемая) провинция, объединяющая те участки Тимана, на площади которых вовсе не происходило накопления осадков на протяжении нижнепермской эпохи или размыв преобладал над отложением. Действительное существование таких островов подтверждается значительной изолированностью перечисленных выше тиманских провинций. При настоящей стадии изученности нет возможности наметить, даже примерно, контуры этих островов. Несомненно, однако, что один из таких островов располагался в центральной части Северного Тимана, другой — на Среднем Тимане на площади Четласского Камня, третий — на Южном Тимане на участке Вымско-Вольской гряды и т. д.

Таким образом, палеогеографически Тиман в течение нижнепермской эпохи представлял собой ряд преимущественно нормальных морских бассейнов, то более, то менее изолированных друг от друга архипелагом островов.

ПЕЧОРСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ БАСЕЙН, УРАЛ И ПАЙ-ХОЙ

Пермские отложения распространены в пределах Печорского бассейна весьма широко. С ними связаны огромные богатства, заключенные в недрах этого края, и поэтому породы перми имеют большое народнохозяйственное значение.

Именно в связи с этим они подверглись за последние годы усиленному изучению, и к настоящему времени их состав и основные черты стратиграфии выяснены достаточно хорошо.

История изучения

Первые сведения о пермских отложениях Печорского бассейна были получены в результате путешествия А. Кейзерлинга (Keyserling, 1846) и Р. Мурчисона (Мурчисон, 1845, 1849).

В 1885 г. в известной монографии «Артинский ярус» П. И. Кротов, пользуясь данными своих предшественников, все песчано-глинистые верхнепалеозойские осадки этого края отнес к артинскому ярусу.

С 1884 по 1889 г. крупные геологические исследования на Северном Урале вел Е. С. Федоров (1890, 1896, 1897). Им были изучены пермские отложения верхнего и отчасти среднего течения р. Печоры (бассейны рек Подчерема, Щугора, верховьев Печоры и Вишеры).

Е. С. Федорову впервые удалось палеонтологически подтвердить артинский возраст этих отложений.

Первые достоверные сведения о пермских отложениях Большеземельской тундры относятся к 1903—1913 гг., когда А. В. Журавский (1905, 1909, 1909а), Д. Д. Руднев (1905) и Н. А. Кулик (1914, 1917) доставили оттуда палеонтологические остатки, определенные Ф. Н. Чернышевым. Вначале А. В. Журавский, а затем Н. А. Кулик установили широкое распространение пермских отложений в северной части гряды Чернышева (р. Адзъва). Широкое распространение пермских отложений было установлено М. М. Кругловским (1909) также и в южной части этой гряды, по рекам Заостренной, Шарью и Малой Сыне.

В 1914 г. М. Д. Залесский в результате изучения растительных остатков, собранных Н. А. Куликом в пермских отложениях р. Адзъвы, и на основании его геологических данных дал первую схему их возрастного расчленения.

Собранная Н. А. Куликом фауна верхнепалеозойских брахиопод была изучена позже Г. Н. Фредериксом (1915а, б, 1916).

Этими отрывочными сведениями и ограничивается по существу все, что было известно о верхнепалеозойских отложениях Печорского бассейна до Великой Октябрьской социалистической революции. Таким образом, значение этого этапа в их изучении весьма невелико.

Почти все, что нам известно сейчас об этих отложениях, накоплено трудами советских геологов.

Из работ послереволюционного периода существенное значение для познания пермских отложений собственно Печорского бассейна имеют работы: В. М. Бутрова, В. А. Варсанюфьевой, Е. В. Воиновой, К. Г. Вой-

новского-Кригера, М. С. Волкова, С. А. Голубева, Т. А. Добролюбовой, Г. И. Егорова, М. Д. Залесского, Г. А. Иванова, Н. Н. Иорданского, Б. Г. Коновалова, В. В. Копериной, М. Ф. Нейбург, В. В. Погоревича, Т. Н. Пономарева, А. П. Ротая, А. В. Смирновой, Е. Д. Сошкиной, Г. Н. Фредерикса, А. А. Чернова, Г. А. Чернова, Н. В. Шмелева, М. И. Шульги-Нестеренко, Б. В. Шумилова, О. Л. Эйнора и Г. М. Ярославцева.

Из организаций основные геологические исследования за это время в Печорском бассейне вели Геологический комитет и образованные из него позже институты — ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, Ухто-Печорский трест, «Воркутуголь», «Интауголь» и Ухтинский комбинат. Особенно важное значение имеют работы трех последних организаций.

Выдающуюся роль в познании стратиграфии верхнепалеозойских отложений Печорского бассейна сыграли многолетние исследования А. А. Чернова, выполненные им лично или под его непосредственным руководством. В 1924 г. вместе со своими сотрудниками Е. Д. Сошкиной и В. П. Тебеньковым им были пройдены геологические маршруты по рекам Косью, Кожиму, Инте и Нече.

В результате этих работ были впервые получены достаточно определенные данные о составе и стратиграфии пермских отложений Печорского угленосного бассейна, а также установлено широкое площадное распространение их в бассейне р. Косью.

Изучив лучший в Печорском бассейне разрез нижней перми по р. Кожиму, А. А. Чернов впервые наметил тогда схему сводного разреза и стратиграфического расчленения этих отложений.

В основных своих чертах эта схема сохраняет силу и по настоящее время (А. А. Чернов, 1925).

В обнажениях по р. Кожиму А. А. Чернов обнаружил ряд угольных пластов и прослоев. Общая мощность нижней перми определена им в 2280 м.

В 1929 г. А. А. Чернов (1932б) изучил разрезы перми по р. Адзьве.

В 1930 г. Н. Н. Иорданский и Г. А. Чернов (1933) заложили основы стратиграфии Воркутского района. Они расчленили широко развитые здесь пермские отложения по литологическим признакам на семь свит. Из них нижние четыре свиты, с морской фауной и не содержащие углей, они отнесли к нижней перми (свиты P_1^a , P_1^b , P_1^c и P_1^d), а вышележащие три угленосные свиты (P_2^a , P_2^b и P_2^c), представленные, по их мнению, континентальными осадками, — к верхней перми.

Стратиграфическая схема Н. Н. Иорданского и Г. А. Чернова фактически принята в качестве основы и для всех последующих стратиграфических схем Воркутского и смежных с ним районов Печорского бассейна.

А. А. Чернов (1933) отнес угленосную толщу Воркутского района к нижней перми, основываясь на находках в этой толще морской фауны.

Следует отметить работу Н. М. Леднева в 1933 г. по левобережью среднего течения р. Печоры (реки Кожва, Каменка, Воя, Сопляс).

В 1933 г. Е. В. Воинова расчленила пермские отложения р. Большой Сыни.

В 1933 г. А. А. Чернов расчленил пермские отложения, развитые на юго-западном склоне Пай-Хоя, на пять свит (снизу вверх): гусиную, бельковскую, талатинскую, янгарейскую и хейягинскую.

Новейшие работы воркутских геологов показали, что данное подразделение в принципе является правильным. Нижние три свиты,

вместе составляющие подугленосную толщу, в настоящее время принимаются в качестве основных ее подразделений для всей северной половины Печорского бассейна.

Принятая Т. Н. Пономаревым (1938 г.) схема деления воркутской перми в общих чертах такова (снизу вверх).

1. Подугленосная толща — P_1^a соответствует подугленосной толще Г. А. Чернова и Н. Н. Иорданского. По возрасту она, по мнению Т. Н. Пономарева, отвечает нижней половине артинского яруса — 950 м.

2. Угленосная толща $P_1^{a-k_1}$ — то же, что угленосная толща Н. Н. Иорданского и Г. А. Чернова ($P_2^a - P_2^c$). По возрасту она, по мнению Т. Н. Пономарева, отвечает верхней половине артинского яруса и нижней половине кунгура — 825 м.

3. Надугленосная толща $P_1^{k_2}$ — P_2 отвечает надугленосной (песчано-конгломератовой) толще Н. Н. Иорданского и Г. А. Чернова. Соответствует, по мнению Т. Н. Пономарева, верхней части кунгурского яруса и всей верхней перми — 1250 м.

В 1939 г. Т. Н. Пономарев опубликовал «Геологический очерк Интовского угленосного района»; эта работа — наиболее полная сводка материалов, накопленных по Инте к 1939 г.

Применительно к схеме А. А. Чернова и по аналогии с Воркутой Т. Н. Пономарев делит нижнепермские отложения Инты на две свиты: подугленосную и угленосную.

Существенный интерес для познания стратиграфии перми бассейна р. Косью имеет работа А. А. Чернова и Г. А. Чернова (1940).

В результате обобщения всех накопленных к тому времени материалов авторы предложили схему общих возрастных подразделений перми, единую для всего Печорского бассейна.

Следующий шаг вперед в отношении изучения стратиграфии нижней перми Воркутского и смежных с ним районов принадлежит К. Г. Войновскому-Кригеру, который предложил в 1941 г. схему расчленения P_1 Воркуты.

По существу схема К. Г. Войновского-Кригера принята и в совместной его работе с В. В. Погоревичем и О. Л. Эйнором в 1948 г., а также принимается воркутскими геологами и в настоящее время.

Дальнейший шаг в изучении пермских отложений Печорского бассейна представляют геологические исследования А. П. Ротая, выполненные им в 1941—1945 гг. и обобщенные им же в большой монографии (1945 г.).

В отношении стратиграфии перми, в особенности ее верхнего отдела, заслуживают внимания геологические исследования Н. В. Шмелева, выполненные им в 1941—1945, 1955—1956 гг. в бассейнах рек Воркуты и Силовы и на Юго-Западном Пай-Хое.

Работы Н. В. Шмелева (1945 г., 1948) позволили выявить в составе угленосной толщи этого района отчетливые растительные комплексы воркутской и паембойской свит.

Из стратиграфических исследований на Юго-Западном Пай-Хое представляют интерес также работы В. И. Устрицкого (1954 г.) и Л. Л. Хайцера (1957 г.), а в районе р. Силовы — Г. А. Иванова (1944 г.) и Г. М. Ярославцева (1944 г., 1948 г.). Значительный интерес представляют работы О. Л. Эйнора, проведенные им в 1944 г. по р. Адзье, а также по левым притокам Косью — рекам Заостренной, Шарью и др. Заслуживает внимания также неопубликованная сводка по Печорскому бассейну Т. Н. Пономарева (1952 г.).

Большое значение имеет открытие Ю. А. Дмитриева. В 1946—1947 гг. он обнаружил в интинской свите на Интинском месторождении

в кровле угольного пласта 10 многочисленные остатки позвоночных: рыб, амфибий и рептилий. Интинская фауна позвоночных очень близка с одновозрастной техасской фауной (Северная Америка). Возраст ее определяется как нижняя пермь. Флора интинской свиты, по М. Ф. Нейбург, синхронична верхнебалахонской свите (промежуточная, ишановская и кемеровская подсвиты) Кузнецкого бассейна. Этим определяется не только нижнепермский, но и точнее — кунгурский возраст последней.

Из новейших стратиграфических исследований представляют интерес работы Л. Л. Хайцера по р. Адзье (1958), Ф. И. Енцовой по рекам Инте, Кожиму (1958 г.), Б. Н. Тарбаева (1958 г.) и Грибанова (1958 г.) в центральной и южной частях гряды Чернышева, В. И. Устрицкого (1954) на Северо-Восточном Пай-Хое.

В бассейне Верхней Печоры и по р. Илычу (124-й лист десятиверстной карты) пермские отложения изучались В. А. Варсанюфьевой (1933, 1934, 1940).

Севернее, в бассейне Средней Печоры (в пределах 123-го листа той же карты), они были изучены Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935 г.).

Из более поздних работ по стратиграфии перми этого района следует указать работы В. К. Ливанова (1933 г.), Н. М. Леднева (1934 г.), К. Г. Войновского-Кригера (1944) и А. А. Чернова (1944—1945 гг.).

Заслуживают внимания новейшие стратиграфические исследования в районе Средней Печоры В. П. Горского (1957 г.) и В. И. Чалышева (1958 г.).

Общая стратиграфическая характеристика

Пермские отложения распространены в Печорском бассейне почти повсеместно, но выступают на поверхность лишь в небольшой восточной части, в западных отрогах Северного и Полярного Урала и на Пай-Хое.

Обнаженная часть бассейна составляет всего около 20% всей его площади. На остальной территории бассейна, там, где расстилаются безбрежные плоские равнины Большеземельской тундры, пермские, как и вообще коренные породы, погребены под мощным чехлом четвертичных осадков.

Крайние западные выходы перми находятся в гряде Чернышева. Таким образом, обнаженная часть бассейна представляет собой полосу, расположенную между этой грядой, с одной стороны, и Уралом с Пай-Хоем — с другой. В структурном отношении эта полоса — составная часть Предуральского передового прогиба.

Даже эта небольшая часть Печорского бассейна достигает, однако, 50 тыс. км², т. е. превосходит площадь обнаженного Донбасса.

Все наши знания о пермских отложениях Печорского бассейна ограничиваются, следовательно, только этой, восточной его частью. Состав и стратиграфия пермских отложений на остальной его территории остаются фактически неизвестными и о них пока можно судить лишь путем широких экстраполяций.

Кроме естественных обнажений, в восточной части бассейна, в связи с поисками и разведкой углей, пермские отложения вскрыты рядом буровых скважин. В западной же его части пока ни одной глубокой скважины нет.

Есть, однако, все основания полагать, что и в закрытой, западной части бассейна развиты те же отложения, что и в обнаженной восточ-

ной его части. Их литологический состав, несомненно, к западу постепенно изменяется, а мощности убывают. В частности, угленосные фации перми с приближением к Тиману постепенно сменяются (замещаются) неугленосными, существенно карбонатными фациями.

Помимо собственно Печорского бассейна, пермские отложения широко представлены в бассейне верхнего и среднего течения р. Печоры и ее притоков — рек Илыча, Щугора, Вуктыла, Подчерема, Оранца и др., а также на Пай-Хое — на южном и северном его склонах.

Прямая связь между пермскими осадками Средней Печоры и небольшими островками перми, выступающими на восточном склоне Южного Тимана, не установлена.

В пределах Печорского бассейна и указанных выше смежных с ним территорий имеются отложения обоих отделов пермской системы.

Нижний отдел представлен морскими отложениями, часто хорошо охарактеризованными палеонтологически. Исключение составляет лишь верхняя часть (половина) кунгурского яруса, которая в восточной и северо-восточной частях собственно Печорского угленосного бассейна сложена в основном континентальными угленосными осадками.

Верхний отдел всюду представлен континентальными, обычно угленосными осадками, содержащими лишь остатки флоры и мелких пресноводных пелеципод, остракод и гастропод. Остатков морской фауны в верхней перми нигде до сих пор не обнаружено.

Смена морского режима континентальным происходит в Печорском бассейне примерно в середине кунгурского века.

Следует, однако, иметь в виду, что море не отступило одновременно и сразу со всей площади, которую оно занимало в артинское и раннекунгурское время. Восточные и северо-восточные краевые его части освободились раньше центральных и особенно западных и южных его частей, где морские условия существовали значительно дольше.

Нижний отдел

Нижнепермские отложения Печорского бассейна представлены мощной толщей переслаивающихся в основном терригенных осадков: алевролитов, песчаников и аргиллитов. Изредка встречаются небольшие мелкогалечные конгломераты. Еще более редки известняки, встречающиеся лишь в нижней части артинского яруса. Отложения сакмарского яруса представлены известняками.

Нижнепермские отложения в нижней своей половине являются мелководными морскими осадками и в большинстве случаев содержат многочисленные остатки морской фауны: брахиопод, пелеципод, мшанок и гастропод. Изредка встречаются также представители других групп фауны и растительные остатки плохой сохранности. Верхняя половина кунгурского яруса в бассейне р. Усы сложена полностью или в подавляющей своей части континентальными угленосными толщами. Нижняя морская и верхняя континентальная серии связаны разделяющей их промежуточной, переходной серией, в которой морские и континентальные отложения переслаиваются друг с другом. Мощность нижнепермских отложений меняется от 2000—3500 м в геосинклинальной зоне Урала и в Предуральском передовом прогибе (бассейн р. Усы, Пай-Хой) до 300—500 м при переходе к платформе (левобережье Средней Печоры). Другими словами, она закономерно уменьшается к западу от Урала. Одновременно в том же направлении меняется и состав кластических пород. С удалением от Урала они становятся все более тонкозернистыми и однообразными и в то же время начинают постепенно обогащаться карбонатным материалом. Зона максимальных мощностей

одновременно является и зоной максимального угленакопления в кунгурское время.

Степень метаморфизации нижнепермских пород даже в зоне их глубоких погружений (Приуралье) относительно небольшая. Глинистые и алевроитовые породы находятся на стадии аргиллитов и алевролитов, а угли, за исключением крайнего северо-востока Печорского бассейна, на стадии газово-длиннопламенных и паровично-жирных.

Вообще же метаморфизм пород возрастает с приближением к Уралу и Пай-Хою, что особенно четко выражается в зональном размещении марочного состава углей. Степень их углефикации последовательно увеличивается в указанных направлениях, и зоны слабой метаморфизации углей последовательно сменяются зонами все более высокой их метаморфизации.

Маркирующие палеонтологические горизонты со свойственными им комплексами ископаемых хорошо выдерживаются на больших площадях, в то время как литологически послойный разрез сильно изменчив, и по простиранию часто происходит быстрое замещение одних пород другими: песчаники замещаются алевролитами, алевролиты — аргиллитами и наоборот. Довольно мощные песчаники выклиниваются иногда на протяжении нескольких метров в пределах одного обнажения, а при послойном сопоставлении колонок разрезов одной и той же толщи, отстоящих на 2—3 км друг от друга, между ними обнаруживаются обычно значительные различия.

На фоне столь сильной изменчивости деталей разреза в отношении терригенных пород поразительной устойчивостью отличаются угольные пласты и даже небольшие угольные прослои, которые прослеживаются обычно на больших площадях.

Из сказанного ясно, что даже детальную стратиграфию, до корреляции слоев включительно, в этих условиях приходится основывать в первую очередь на палеонтологических данных (фауна, спорово-пыльцевые комплексы и т. д.). При этом существенное значение здесь имеет не только установление истинных пределов вертикального распространения, т. е. времени (общей длительности) существования на земле отдельных форм, но и послойное и даже внутрислойное распределение их остатков, выявление характерных комплексов фауны и флоры, свойственных каждому слою в отдельности, вплоть до количественных соотношений различных видов внутри этих комплексов.

Состав этих комплексов в каждом отдельном случае определяется, конечно, местными фациальными особенностями и сохраняется лишь на той относительно ограниченной площади, где эти условия были одинаковыми, или однотипными, и все же слои, охарактеризованные такими местными фациальными фаунистическими комплексами, нередко сказываются единственными маркирующими горизонтами, пригодными для детального расчленения и корреляции разрезов.

Понятно, что в данном случае палеонтологические остатки используются скорее как литологический, чем палеонтологический критерий, но и в таком виде они играют весьма существенную роль для указанной цели.

Хорошими маркирующими горизонтами для угленосных толщ являются сами угольные пласты с их составом, строением и спорово-пыльцевыми комплексами. Обычное представление о большом постоянстве и ограниченном площадном распространении углей по сравнению с вмещающими их породами является ошибочным.

Для общего представления о нижнепермских отложениях собственно Печорского бассейна первенствующее значение имеют следующие три основные закономерности:

1. Верхняя половина разреза нижней перми является угленосной, в то время как нижняя — лишена углей. По этому признаку нижнепермские отложения хорошо делятся на две серии: верхнюю — угленосную мощностью около 1200 м (усинская серия) и нижнюю — подугленосную мощностью около 1900 м (юньягинская серия).

2. Угленосная серия в верхней половине слагается в основном континентальными осадками (интинская свита), в нижней — континентальными и морскими (переслаивание) с резким преобладанием последних (воркутская свита).

3. Подугленосная (юньягинская) серия сложена целиком морскими осадками, причем в нижней своей части более глубоководными, отчасти карбонатными.

Таким образом, вполне четко вырисовывается определенная направленность в развитии бассейна: от чисто морских условий в начале нижней перми до чисто континентальных — в конце ее.

Вопрос о границах нижней перми для рассматриваемой территории представляет большие затруднения. Причиной является, с одной стороны, слабая и очень неравномерная в разных районах палеонтологическая изученность разрезов, а с другой — дискуссионность и запутанность этого вопроса вообще. По состоянию палеонтологической изученности в большинстве случаев мы еще не в состоянии установить, а тем более проследить на большой площади Печорского бассейна и смежных с ним территорий истинные стратиграфические границы нижней перми.

Приходится поэтому принимать их условно, но с таким расчетом, чтобы эти условные границы были по возможности близки к истинным и в то же время практически определялись более или менее легко и однозначно на всей рассматриваемой территории.

Особого внимания заслуживает нижняя граница, т. е. граница карбона и перми.

В разных областях и разные геологи решают его по-разному. Из нескольких существующих вариантов проведения этой границы основными являются три: 1) под швагериновым горизонтом в узком его значении (ассельский ярус); 2) над ним (т. е. в основании сакмарского яруса или тастубского горизонта); 3) в основании артинского яруса (слой с *Pseudofusulina anderssoni* Ra u s.).

В настоящее время принимаются главным образом первые два варианта, причем число сторонников того и другого делится почти поровну.

Следовательно, решение вопроса о границе карбона и перми в настоящее время зависит по существу от того, куда относить швагериновый (псевдошвагериновый) горизонт.

В принятой в 1956 г. для Урала и Печорского бассейна унифицированной стратиграфической схеме сакмарский ярус в полном его объеме отнесен к перми и, следовательно, граница карбона и перми определена в его основании.

Пермские осадки обычно залегают на различных горизонтах каменноугольных известняков — от визе до верхнего карбона включительно.

На севере и северо-востоке Печорского бассейна в основании пермской песчано-глинистой толщи залегают «мергелистый горизонт» мощностью 10—12 м, представленный обычно глинистыми известняками или мергелями с брахиоподами и кораллами.

Почти везде в северной половине бассейна этот мергелистый горизонт залегают прямо на визейских и намюрских известняках и лишь в редких случаях (р. Лемва, р. Воркута в районе рудника) его подсти-

лают маломощные толщи (останцы) сакмарских и, может быть, средне- и верхнекаменноугольных известняков.

Несколько иначе обстоит дело в южной половине бассейна. Здесь каменноугольные отложения представлены полнее и, кроме вize — нижнего намюра, здесь довольно широко развиты также значительные толщи верхне- и отчасти среднекаменноугольных известняков.

Фацией чистых известняков представлен здесь и сакмарский ярус. Наличие перерыва между терригенной пермью и нижележащими известняками здесь не доказано. Наиболее вероятно, что он отсутствует, а если же и имеется, то очень незначительный. Таковы отношения в бассейне р. Косью, по рекам Инте, Кожиму, Шарью, Заостренной и др.

Далее к югу, в бассейне Средней и Верхней Печоры, граница карбонатных и терригенных толщ поднимается еще выше по разрезу. Здесь известняками представлен уже весь сакмарский и низы артинского яруса, которые связаны с вышележащей терригенной толщей нижней перми постепенным переходом.

Кроме отмеченного ранее крупного стратиграфического перерыва, внутри карбона (между C_1 и C_2-C_3) местами имеется еще один, обычно небольшой, перерыв, располагающийся примерно в основании сакмарского яруса, а иногда выше — примерно в основании артинского яруса (в основании мергелистого горизонта и его аналогов).

Верхняя граница нижней перми условна. За начало верхней перми принимаются слои, в которых появляется (или начинает преобладать) *Callipteris adzvaensis* Z a l.

Практически эта граница определяется по появлению в разрезе мощных пачек конгломератов, начинающих собою существенно конгломератовую верхнюю серию пермских отложений. В составе нижней перми конгломераты почти отсутствуют.

Эта литологическая и указанная выше палеонтологическая границы почти совпадают, но обычно первые *Callipteris adzvaensis* Z a l. появляются несколько раньше первых мощных конгломератов.

Рассматриваемая территория весьма обширна и в геологическом отношении разнообразна. Естественно, что и развитые здесь нижнепермские отложения далеко не однородны. В разных ее районах они различны, изучены с разной степенью детальности и поэтому общего, единого для всей этой территории детального стратиграфического расчленения перми не существует.

В то же время нижнепермским отложениям всех районов данной области свойственны и некоторые общие черты, позволяющие с достаточной определенностью и повсеместно выделить и проследить основные стратиграфические единицы единой шкалы — ярусы.

Сакмарский ярус мы принимаем в его первоначальном широком значении от швагеринового (со *Schw. princeps* Moell.) горизонта внизу до стерлитамакского (со *Schw. urdaensis* R a u s.) горизонта вверх включительно. Сакмарский ярус в этом объеме делится В. М. Руженцевым на два подъяруса: ассельский внизу (собственно швагериновый горизонт) и сакмарский вверх (тастубский + стерлитамакский горизонты).

Это отмечать приходится, так как разными учеными и в разное время сакмарский ярус принимался в разном объеме, и по существу понятие «сакмарский ярус» общепринятого значения у нас все еще не имеет.

Отложения этого яруса установлены главным образом в южных районах рассматриваемой территории.

Сюда относятся районы рек Кожима, Косью, Нечи, Заостренной, Шарью, Большой Сыни, Средней и Верхней Печоры с ее притоками Щугором, Подчеремом, Вуктылом, Ильчом и др.

Отложения сакмарского яруса повсюду в этих районах представлены мощной (до 250 м) толщей сплошных светло-серых, обычно чистых известняков. Местами они содержат многочисленные остатки брахиопод, мшанок, фораминифер и реже другой морской фауны, а также конкреции черных и желтых кремней.

К сожалению, разрезы этих известняковых толщ палеонтологически изучены плохо, истинный объем и границы отложений сакмарского яруса здесь не установлены и отвечающие ему толщи в большинстве случаев просто не могут быть выделены и обычно входят в состав нерасчлененного «верхнего карбона».

Известняки сакмарского яруса обнаружены в виде эрозионных останцов также на крайнем северо-западе Печорского бассейна (юго-западный склон Пай-Хоя) уже на побережье Печорского моря (Кулик, 1914; Фредерикс, 1921; Крылова, 1936). Вполне вероятно, что они сохранились от размыва и в некоторых других местах этой полосы, залегая в виде «нашлепок» на известняках C_1 под терригенной пермью.

Если это действительно так, т. е. имеющиеся здесь кое-где в интервале между терригенной пермью и C_1 известняки C_2 — P_1 представляют собой эрозионные останцы, то приходится признать, что в Печорском бассейне имели место два крупных стратиграфических перерыва: 1) между C_1 и C_2 (см. выше) и 2) между C_3 и P_1 . Обычно, однако, они сливаются в один длительный перерыв от верхов C_1 до верхов C_3 —низов P_1 (сакмарский и низы артинского ярусов) включительно.

Известняки сакмарского яруса мощностью около 50 м развиты также в районе г. Воркуты, где они подстилают «мергелистый горизонт» артинского яруса.

Вполне вероятно, что отложения сакмарского яруса развиты в юго-восточном районе Пай-Хоя южнее Карской губы, но уже в терригенной фации.

Вследствие плохой изученности и однообразия состава дальнейшего расчленения сакмарского яруса на горизонты (кроме Шарью-Заостренного района) не производилось. По той же причине преждевременно еще говорить о точной синхронности слоев, относимых к сакмарскому ярусу в Печорском бассейне, с сакмарским ярусом Южного Урала, т. е. со стратотипом.

Верхняя граница яруса в большинстве случаев также связана со стратиграфическим перерывом и характеризуется резкой сменой карбонатных толщ сакмарского яруса терригенными отложениями артинского. Имеются, однако, случаи постепенного перехода между ними.

Известняки сакмарского яруса обычно содержат многочисленные остатки фораминифер и брахиопод, реже встречаются остатки мшанок, кораллов и другой морской фауны.

Характерны: *Schwagerina krotovi* Schellw., *Schw. anderssoni* Schellw., *Schw. uralica* Krot., *Productus genuinus* Kut., *Pr. grünenwaldti* Krot., *Pr. pseudomedusa* Tsch., *Pr. porrectus* Kut., *Pr. tartaricus* Tsch., *Pr. humboldti* Orb., *Marginifera septentrionalis* Tsch., *Rhynchopora nikitini* Tsch., *Camarophoria crumena* Mart., *C. mutabilis* Tsch., *Pugnax connivens* Eichw., *Wellerella swallowi* Schum., *W. granum* Tsch., *Spirifer ufensis* Tsch.

Фаунистический комплекс отложений сакмарского яруса Печорского бассейна очень характерен и известен в литературе (Фредерикс, 1932) под названием кожим-теровейского комплекса.

Артинский ярус представлен на рассматриваемой территории мощной толщей морских терригенных осадков.

В районах Средней и Верхней Печоры, а также севернее, в бассейне р. Косью, артинские отложения залегают согласно на известняках сакмарского яруса и, очевидно, связаны с ними постепенным переходом. Имеются, однако, указания, что в бассейне Средней Печоры артинские отложения залегают с перерывом прямо на известняках среднего карбона (Войновский-Кригер, 1944).

В северной половине Печорского бассейна артинские осадки лежат с перерывом на визе и нижнем намюре.

Артинские отложения состоят из различных, многократно переслаивающихся кластических пород: песчаников, алевролитов и аргиллитов. Конгломераты отсутствуют или встречаются редко в виде маломощных и мелкогалечных прослоев. Известняки встречаются очень редко, притом лишь в нижней части яруса. Исключение, возможно, составляет бассейн Средней Печоры, где в низах артинского яруса известняки, по литературным данным, являются преобладающей или даже единственной породой.

Состав кластического материала неоднороден. Почти все породы являются полимиктовыми. В составе зерен преобладают кварц, различные полевые шпаты, роговики, порфириды и др. Мощность от 1500—2000 м в области Северного и Полярного Приуралья (Предуральский передовой прогиб) уменьшается до 200—300 м с приближением к Тиману.

В общем, артинские отложения охарактеризованы морской фауной.

Наибольшим распространением пользуются брахиоподы, мшанки и пеллециподы.

Лучше других изучены брахиоподы (Г. Н. Фредерикс, А. П. Ротай), мшанки (М. И. Шульга-Нестеренко), кораллы (К. Г. Войновский-Кригер) и гониатиты (А. А. Чернов).

Фораминиферы встречаются редко и поэтому существенного стратиграфического значения не имеют.

Кораллы представлены мелкими одиночными формами, относящимися к родам *Lophophyllum*, *Pleurophyllum*, *Cyathoxonia*, *Tachylasma*.

Из мшанок наиболее богато представлены *Fenestella* и *Polypora*. Нередко встречаются также *Reteporidra*, *Goniocladia*, *Ptiloporella*, *Steblotrypa* и др. Наиболее характерны для артинского яруса *Fenestella eichwaldi* Stuck. и различные виды рода *Goniocladia*, *G. pulchra* Sch.-Nest., *G. tenuis* Sch.-Nest., *G. compacta* Sch.-Nest. и др. (Шульга-Нестеренко, 1930, 1931, 1933, 1936, 1937, 1941).

Из брахиопод наиболее характерны: *Chonetes sinuata* Krot., *Ch. flemingi* Norw. et Prat., *Ch. koejimotoerovei* Fred., *Productus* (*Waagenoconcha*) *humboldti* Orb., *Pr.* (*Wagg.*) *irginiae* Stuck., *Pr.* (*Dictyoclostus*) *volkovi* Fred., *Pr.*, (*Dict.*) *uralicus* Tsch., *Pr.* (*Lino-productus*) *cora* Orb., *Pr.* (*Linopr.*) *lineatus* Wagg., *Pr.* (*Linopr.*) *aagardi* Toul., *Pr.* (*Linopr.*) *cancrini* Vern., *Pr.* (*Linopr.*) *cancrini-formis* Tsch., *Pr.* (*Buxtonia*) *porrectus* Kut., *Pr.* (*Horridonia*) *timanicus* Stuck., *Marginiifera involuta* Tsch., *M. typica* Waag., *Rhynchopora nikitini* Tsch., *Camarophoria mutabilis* Tsch., *Spiriferella saranae* Vern., *Sp. parriana* Toul., *Spirifer fasciger* Keys., *Sp. condor* Orb., *Sp. marconi* Wagg., *Pseudosyrinx kolymensis* Tolm.

Из пеллеципод наиболее многочисленны представители родов *Aviculopecten* и *Edmondia*, иногда (р. Кожим) буквально переполняющие целые слои.

Как более характерных можно отметить: *Aviculopecten subclathratus* Keys., *Astartella permocarbonica* Tsch., *Pecten keyserlingiformis* Lich., *Clinopista radiata* Hall., *Edmondia gibbosa* M'Coу.

Из гастропод наиболее часты плевротомарии и беллерофоны: *Rucaniopsis pseudoelegans* Rev., *Porcellia artiensis* Krot., *Worthenia Kuschertianaeformis* Jak.

Гониатиты встречаются лишь в очень редких и маломощных горизонтах, хотя иногда и в большом количестве. Обычно они заключены в сидеритовых конкрециях.

Встречаются: *Artinskya artiensis* Gruen., *Parapronorites permicus* Tschern., *Medlicottia orbignyi* Vern., *Paragastrioceras jossae* Vern., *P. fedorovi* Кагр., *P. suessi* Кагр., *Marathonites krasnopolskyi* Кагр.

Были найдены также *Helicoprion* (?) и чешуя рыб (*Elonichtys*).

Растительные остатки редки и представлены обычно минерализованными кусками древесины.

Листьевые отпечатки не только редки, но и весьма плохой сохранности, так как они почти всегда приурочены не к тонким глинистым, а к грубым песчаным отложениям.

По указанным причинам точные видовые определения могли получить лишь очень немногие формы: *Pecopteris anthriscifolia* Георг., *Psymtophyllum expansum* Brongn., *Rhyzodendron talatanum* Zal. и др.

А. А. Чернов считает, что на основании вертикального распространения мшанок для всей рассматриваемой области может быть проведено двулученное деление артинского яруса — P_1^1a и P_1^1b .

По данным М. И. Шульги-Нестеренко (1941), нижнее из этих подразделений (P_1^1a) характеризуют: *Fenestella sublaticrescens* Sch.-Nest., *F. nikiforovae* Sch.-Nest., *F. biarmica* Sch.-Nest., *Goniocladia tenuis* Sch.-Nest., *G. cyclopora* Sch.-Nest., *Archimedes stuckenbergi* Nikk., *Ramiporidra variolata* Sch.-Nest., *Rhaniporella asimetrica* Sch.-Nest.

Для верхнего подразделения (P_1^1b), по ее данным, характерны: *Fenestella tschernovi* Sch.-Nest., *Goniocladia varians* Sch.-Nest., *G. zaleskyi* Sch.-Nest., *Lyrocladia permica* Sch.-Nest., *Hexagonella petschorica* Sch.-Nest.

Следует, однако, отметить, что, по крайней мере по отношению к некоторым из указанных форм, истинная картина их вертикального распространения может быть и иной, поскольку в ряде случаев сама принадлежность вмещающих мшанки слоев к P_1^1a или к P_1^1b определяется по методу замкнутого круга. Сначала по мшанкам устанавливается, что это, например, P_1^1a , а потом делается вывод, что эти мшанки характерны именно для P_1^1a .

Кунгурский ярус представлен мощной толщей морских и отчасти континентальных терригенных осадков: песчаников, алевролитов и аргиллитов. На площади собственно Печорского бассейна (бассейн р. Усы) это угленосная «усинская серия», к которой относятся основные промышленно угленосные свиты этого бассейна — воркутская и интинская.

В бассейне Верхней и Средней Печоры угли в составе отложений кунгурского яруса отсутствуют.

Граница кунгурского яруса с артинским условная и во многих случаях проводится с трудом, особенно в тех районах, где кунгурские толщи не содержат углей и литологически подобны артинским (Средняя и Верхняя Печора).

Мощность отложений кунгурского яруса от 200—300 м на юге бассейна Средней и Верхней Печоры до 1000—2000 м в бассейне р. Усы и на Пай-Хое.

Имеются многочисленные остатки морской и пресноводной фауны, а также наземной флоры. Из морской фауны особенно многочисленны и широко распространены, как и в осадках артинского яруса, брахиоподы, пелециподы и мшанки.

Реже встречаются гастроподы. Представители остальных групп редки, особенно кораллы и фораминиферы, которые практически совершенно отсутствуют.

Лучше других изучены брахиоподы (Г. Н. Фредерикс, А. П. Ротай, О. Л. Эйно), мшанки (М. И. Шульга-Нестеренко) и флора (М. Д. Залесский, М. Ф. Нейбург).

Мшанки представлены большим количеством преимущественно новых форм, среди которых имеются формы общие с артинским ярусом и чисто кунгурские. Наиболее богаты видами *Polypora* и *Fenestella*.

Брахиоподы также весьма многочисленны, но представлены в основном теми же видами, что и в артинском ярусе. Морские пелециподы изучены пока плохо.

К числу наиболее характерных и богато представленных форм относятся: *Fenestella stschugorensis* Sch.-Nest., *F. microcellata* Sch.-Nest., *Polypora trygonocella* Sch.-Nest., *Lioclema nekhoroschevi* Sch.-Nest., *Ptiloporella irregularis* Nik., *P. ufensis* Nik., *Productus (Dictyoclostus) uralicus* Tschern., *Pr. mammatus* Keys., *Pr. (Linoproductus) cora* Orb., *Pr. (Linoproductus) cancrini* Vern., *Pr. (Waagenoconcha) humboldti* Orb., *Rhinchopora nikitini* Tsch., *Camarophoria karpinskii* Tschern., *Spiriferella saranae* Vern., *Sp. keihavi* Buch., *Zeacrinus polaris* Jak., *Aviculopecten mutabilis* Lich., *A. subclathratus* Keys., *Astarte wallesmeriana* King., *Edmondia nebrascensis* Gein., *E. gibbosa* M'Coу, *Pseudomonotis artiensis* Stuck., *Schizodus truncatus* King., *Nuculana speluncaria* Gein.

Из флоры к формам, не встреченным в верхней перми, относятся: *Paracalamites decoratus* Zal., *Pecopteris kojimensis* Zal., *P. comiana* Zal., *P. borealis* Zal., *P. (Sphenopteris?) ripensis* Zal., *Glottophyllum cuneatum* Zal., *Carioneura vorcutensis* Zal., *Paichoia tschernovi* Zal., *Viatscheslavia vorcutensis* Zal.

Общими с верхней пермью являются: *Paracalamites striatus* Schm., *P. similis* Zal., *Lobatanularia stschurowskyi* Schm., *Pecopteris antriscifolia* Гоерр., *P. heleneana* Zal., *P. synica* Zal., *Callipteris adzvensis* Zal. (появляется в самых верхах кунгура), *Compsopteris adzvensis* Zal., *Noeggeratiopsis synensis* Zal., *N. petschorica* Zal., *Phylladoderma arberi* Zal., *Petscheria elongata* Zal.

Печорский угленосный бассейн (бассейн р. Усы)

Общая схема расчленения печорской нижней перми, принятая в данном томе «Геологии СССР», такова (снизу вверх):

1. Сакмарский ярус P_1^s .

Верхняя часть сплошной толщи «каменноугольных» известняков — до 250 м.

2. Артинский ярус, P_1^a .

Юньягинская серия, P_1^{jn} .

а) косьинская свита, P_1^{ks} — 700—900 м;

в) чернореченская свита, P_1^{tsch} — 750—800 м;

с) кожимская свита, P_1^{kj} — 400 м.

3. Кунгурский ярус, P_1^k .Усинская серия, P_1^{us} .а) воркутская свита, P_1^{vr} — 550 м;в) интинская свита, P_1^{in} — 620 м.

Выше идут отложения печорской серии, относящиеся уже к верхней перми.

В последние годы вместо предложенных А. П. Ротаем (1942 г.) в качестве единых для всего Печорского бассейна свит юньягинской серии — косьинской, чернореченской и кожимской для Воркутского района употребляют соответственно названия: гусятинская, бельковская и талатинская свиты.

Сакмарский ярус

В бассейне р. Косью сакмарский ярус развит, видимо, повсеместно и повсюду представлен светлыми известняками. Они выступают в ряде обнажений по рекам Кожиму, Инте, Косью, Вангыру, Изья-ю и др.

Среди этих известняков, особенно в верхней их части, имеются горизонты с большим количеством черных и желтых кремней. Изредка встречаются небольшие участки брекчиевидных известняков. Местами — богатая фауна брахиопод. Иногда встречаются фораминиферы, мшанки и др. Отдельные пачки известняков являются битуминозными.

На всей этой площади сакмарские известняки подстилаются или непосредственно брекчиевидными известняками намяра и низов башкирского яруса, или отделены от них толщей (до 100 м) нормальных светлых известняков, относимых условно к верхам среднего карбона.

Вполне вероятно, что последние относятся не к среднему, а к нижнему карбону. В этом отношении разрез Косью-Интинского Приуралья весьма похож на разрез гряды Чернышева, где средний карбон обычно отсутствует, а известняки сакмарского яруса с перерывом ложатся прямо на нижний (визе — намяр).

Из известняков, выступающих на р. Кожиме, А. П. Ротай собрал и определил весьма богатый комплекс брахиопод: *Productus (Dictyoclostus) orientalis* Tschern., *Pr. (Dict.) grünwaldti* Krot., *Pr. (Dict.) uralicus* Tschern., *Pr. (Dict.) genuinus* Vern., *Pr. (Urushtenia) mexicanus* White, *Pr. (Urusht.) pseudomedusa* Ferd., *Pr. (Plicatifera) plicatiformis* Fred., *Pr. (Linoproductus) cancriniformis* Tschern., *Pr. (Marginifera) septentrionalis* Tschern., *Camarophoria mutabilis* Tschern. (много), *C. crumena* Mart., *C. globulina*, *Wellerella granum* Tschern., *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Notothyris nucleolus* Kut., *Spirifer cameratus* Mort., *Sp. panduriformis* Kut., *Sp. ufensis* Tschern., *Sp. mexicanus* Schum., *Spiriferella* sp. nov. Rotai (маленькая форма с почти простыми ребрами) и много других форм.

Д. М. Раузер-Черноусова определила отсюда же: *Pseudofusulina krotovi*, *Fusulinella* ex gr. *uswae* Dutk.

Из этих же кожимских известняков брахиоподы были изучены и описаны Г. Н. Фредериксом (1932). Эта фауна с тех пор известна в литературе под названием «кожим-теровейской».

В списках Г. Н. Фредерикса упоминается ряд форм, не встреченных А. П. Ротаем. Отметим из них лишь *Pugnax rudnevi* Fred., *Wellerella osagensis* Schum var. *connivens* Eichw., *Spirifer (Choristites) uralicus* Leb. из гряды Чернышева, которые приводятся в списках О. Л. Эйнора.

Из этих же известняков, выступающих на р. Косью, А. А. и Г. А. Черновы (1940) указывают: *Wellerella keyserlingi* Moell., *Productus (Buxtonia) porrectus* Kut., *Fusulinella bocki* Moell., *F. pulchra* Raus.

et Bel., *Fenestella quadrato-poreformis* Sch.-Nest., *Archimedes stuckenbergi* Nikif. и др.

Приведенная фауна не оставляет сомнений в ее принадлежности к сакмарскому ярусу, однако, поскольку она происходит из верхней половины разреза, не исключена возможность, что нижняя его половина относится к карбону.

Мощность известняков сакмарского яруса в бассейне р. Косью может быть определена только приблизительно. Она достигает здесь примерно 200 м (А. П. Ротай, 1945 г.).

В бассейне верхнего течения р. Усы известняки сакмарского яруса (К. Г. Войновский-Кригер, 1941; С. А. Голубев, 1942) выступают по рекам Лек-Ельцу, Усе, ниже слияния Сабрей-яха и Сарт-ю, и по р. Воркуте. Везде они залегают прямо на нижнекаменноугольных известняках с *Pr. (Striatifera) striatus* Fisch.

На р. Лек-Ельце это пачка коричневатых известняков с битуминозными примазками и прослоями кремня мощностью 25 м. В известняках содержится довольно много фораминифер, брахиопод и кораллов. Выше лежит 10-метровая пачка мергелистых коричневатых известняков, богатых брахиоподами: *Pr. (Dictyoclostus) orientalis* Tschern., *Pr. (Proboscidella) kutorgae* Tschern., *Spirifer lyra* Kut., *Sp. panduriformis* Kut., *Pugnax swallowi* Schum., *Uncinunellina jabiensis* Waag., *Camarophoria sella* Kut. var. и др.

На этой пачке залегают «мергелистый горизонт» мощностью 10 м, которым начинается разрез терригенных отложений артинского яруса.

На р. Воркуте «мергелистый горизонт» подстилают серые мелкозернистые известняки с *Chonetes fleminge* Grw. et Pratt., *Pr. (Lino-productus) cora* D'Orb., *Pr. (Buxtonia) porrectus* Kut., *Pr. (Waagenoncha) irginae* Stuck., *Spirifer fasciger* Keys. и др.

Этот несомненно сакмарский комплекс брахиопод ассоциирует здесь с фауной столь же несомненных среднекаменноугольных фораминифер, при этом фораминифер низов среднего карбона. Этот парадокс с фауной пока не разрешен.

Мощность известняков сакмарского яруса на р. Воркуте около 50 м. Залегают они с размывом прямо на визейско-намурийских известняках с *Productus striatus* Fisch.*, а покрываются согласно «мергелистым горизонтом».

На р. Усе, ниже слияния Сарт-ю и Сабрей-яха, «мергелистый горизонт» подстилают серые сакмарские известняки со *Spirifer fasciger* Keys. мощностью 25 м. В ряде других обнажений по р. Усе «мергелистый горизонт» мощностью 2—12 м залегают прямо на нижнекаменноугольных известняках (иногда брекчиевидных) с *Lithostrotion*, *Gigantella*, *Striatifera* и многочисленными черными кремнями.

Артинский ярус

Юньягинская серия почти повсеместно на площади развития угленосных толщ P_1^a хорошо делится на три свиты: косьинскую, черно-реченскую и кожимскую (А. П. Ротай, 1943, 1947).

Название «юньягинская свита» предложено в 1941 г. К. Г. Войновским-Кригером по р. Юньяха, впадающей в р. Воркуту вблизи г. Воркуты. По объему и границам она соответствует прежней «подугленосной свите» печорских геологов, а по возрасту довольно близко отвечает артинскому ярусу.

* В действительности их подстилают, вероятно, известняки низов среднего карбона с указанной выше фауной фораминифер.

Общая мощность юньягинской серии 900—2100 м. На крайнем западе и юго-западе бассейна она меньше 900 м. Мощность увеличивается по направлению к Уралу. Зона максимальных мощностей находится в бассейне рек Кожима и Косью.

Юньягинская серия представлена довольно однообразной толщей переслаивающихся серых терригенных осадков: песчаников, алевролитов и аргиллитов.

На юге (бассейн р. Косью) в нижней части разреза имеются также слои (пачки) загрязненного глинистого известняка.

В северной половине бассейна в основании разреза залегает небольшая, но хорошо выдерживающаяся на большой площади пачка глинистых известняков или мергелей мощностью 5—15 м, известная под названием «мергелистый горизонт».

Весь остальной разрез юньягинской серии представлен терригенными породами.

Верхняя граница юньягинской серии условна. Она проводится по первому снизу угольному прослою. В Воркутском районе она почти совпадает с верхней границей распространения *Spiriferella saranae* Ver n.

Вероятно, все слои этой серии являются морскими, но фауна, за исключением отдельных прослоев, встречается редко.

Иногда встречаются плохо сохранившиеся растительные остатки.

Характерна темная, грязно-серая и стально-серая окраска пород, а также полное отсутствие конгломератов.

Среди пород резко преобладают алевролиты и песчаники.

Песчаники, как правило, мелко- и среднезернистые, полимиктовые и часто слабоизвестковистые.

Настоящие аргиллиты практически отсутствуют.

Цикличность в накоплении осадков выражена вполне отчетливо.

По возрасту юньягинская серия соответствует, вероятно, нижне-балахонской свите (мазуровская и алыкаевская толщи) Кузнецкого бассейна. Она широко представлена на площади всего Печорского угольного бассейна.

Лучший разрез отложений юньягинской серии имеется на р. Кожиме. Ряд хороших разрезов находится также в верхнем течении р. Косью и по небольшим ее правым притокам: Юсь-йоль, Ерапы-Шьян-йоль, Лонь-Шар-йоль.

Полоса отложений юньягинской серии от р. Кожима протягивается через реки Черную, Большую Инту и др. далеко на северо-восток к Воркуте. На всем протяжении состав пород и характер разреза юньягинской серии хорошо выдерживаются.

В северной части Печорского бассейна отложения юньягинской серии хорошо обнажены в верхнем течении р. Усы и по ее притокам — рекам Юньяха, Воркута и др., по южному склону Пай-Хоя. Осадки юньягинской серии также хорошо обнажены по р. Силовой и по правым притокам р. Коротайхи — рекам Хеи-яха и Янгарею, а также по рекам Талате, Бельковской и Гусиной, впадающим в Баренцево море.

На северном (северо-восточном) склоне Пай-Хоя осадки юньягинской серии выходят по небольшим рекам, впадающим в Карское море к западу от Карской губы.

Ряд разрозненных выходов отложений юньягинской серии имеется в гряде Чернышева: по рекам Адзьве, Заостренной, Шарью, Большой Сыне и др. Полного представления о разрезе развитой здесь юньягинской серии эти обнажения не дают, но общее его сходство с Кожимским разрезом несомненно.

Особое место занимает полоса до 25 км шириной, вытянутая вдоль западного склона Урала, от верховьев р. Лемвы на юге через реки Кечь-Пель и Елец до массива Манита-Нырда на севере.

Узкой лентой она уходит далее на северо-восток к р. Соби, в область осевой части Полярного Урала.

Развитые здесь весьма своеобразные и глубоко метаморфизованные осадки, выделенные К. Г. Войновским-Кригером под названием кечь-пельской свиты, в значительной своей части, а может быть и полностью, относятся к юнъягинской серии.

Юнъягинская серия подразделяется на три свиты: косьинскую, чернореченскую и кожимскую (снизу вверх).

В унифицированной стратиграфической схеме, принятой для Урала Межведомственным совещанием в 1956 г. (г. Свердловск), эти три свиты именуется соответственно гусиной, бельковской и талатинской.

Косьинская свита представлена переслаивающейся толщей грязно-серых и стально-серых алевролитов и мелкозернистых плотных песчаников.

Переслаивание частое и, в общем, довольно равномерное. Количество песчаников и алевролитов примерно одинаковое. Остатки фауны и флоры редки, за исключением мелкого растительного шлама.

Общий характер и литологический состав свиты выдерживается довольно хорошо, но детали ее разреза сильно изменчивы. В частности, сильно меняется характер песчаников. Обычно в нижней трети свиты песчаники залегают небольшими, но частыми слоями по 0,5—2 м мощностью и только в редких случаях достигают 5—8 м.

В средней части, наоборот, идет довольно равномерное переслаивание песчаников и алевролитов пачками по 10—20 м. Наконец, в верхней части свиты песчаники и алевролиты переслаиваются мощными пачками или имеет место тонкое плитчатое их переслаивание слоями по 10—20 см, редко до 0,5—1,0 м. Каждый слой и прослойка песчаника в последнем случае залегают в виде правильной тонкой плиты с идеально ровными горизонтальными поверхностями контактов со смежными слоями алевролитов. Эти контакты почти всегда резкие. Никаких постепенных переходов от алевролита к песчанику нет. Очень подходит для этой серии пород название «песчаниковые плитняки». Количественное соотношение песчаников и алевролитов в таких плитняках обычно близко 1:1.

Надо, однако, заметить, что горизонты таких плитняков не являются постоянными; они неоднократно замещаются по простиранию обычной толщей переслаивания более мощных пачек алевролитов и песчаников. Во многих случаях песчаники являются несколько известковистыми.

Для многих более мощных песчаников характерно наличие в них мелких плохо окатанных галек алевролита и песчаника из подстилающих пермских слоев, а также мелкого обугленного растительного детрита. Первое свидетельствует о наличии в косьинской свите небольших местных перерывов и размывов, второе — о мелководном и прибрежном характере осадков.

Нижняя половина свиты более глубоководна. В бассейне р. Косью (разрез по р. Кожиму) литологически она хорошо отличается от верхней наличием довольно многочисленных горизонтов загрязненного известняка и выделяется в качестве подсвиты. Возможно, что этой терригенно-известковой толще Кожима, мощность которой достигает около 400 м в северной половине Печорского бассейна, отвечает «мергелистый горизонт», который залегают там в основании косьинской свиты и

о котором уже говорилось выше. На р. Кожиме отложения нижней подсвиты косьинской свиты повторно выступают в обнажениях 8, 9 и 10 от его устья, верхняя подсвита — в обнажениях 5, 6 и 7. Остатки фауны в косьинской свите редки, однообразны и обычно плохой сохранности. По данным А. П. Ротая, здесь представлены: *Chonetes flemingi* Norw. et Pratt., *Productus (Linoproductus) aagardi* Toulou, Pr. (*Dictyoclostus*) *neoinflatus* Lich., Pr. (*Dict.*) *genuinus* Kut., Pr. *tartaricus* Tschern., *Marginifera septentrionalis* Tschern., *Camarophoria mutabilis* Tschern., *Spiriferella saranae* Vern., *Sp. parriana* Toulou. Другие группы фауны и флоры фактически отсутствуют.

Фауна мергелистого горизонта значительно богаче и разнообразнее. Здесь встречены кораллы, мшанки, брахиоподы, гониатиты и некоторые другие ее группы. К. Г. Войновский-Кригер, В. В. Погоревич и О. Д. Эйнон указывают отсюда *Veebekiella rothpletzi* Gerth., *Plerophyllum tenuiseptatum* Soschk., *Lophophyllum pendulum* Grab., *Chonetes sinuata* Krot., *Productus (Dictyoclostus) kolvae* Step., Pr. (*Dict.*) *ufensis* Fred., Pr. (*Dict.*) *stuckenbergianus* Krot., *Camarophoria formis* Kut., *Spiriferella gjelensis* Step., *Paragastrioceras* aff. *jossae* Vern.

С. В. Максимовой и В. Е. Руженцевым отсюда определены гониатиты: *Neopronorites rotundatus* Max., *Neoglaphyrites satrus* Max., *Glaphyrites* cf. *pararhynchus* Ruzh., *Syngastrioceras vorkutensis* Max., *Metelegoceras suntaicum* Haniel. и фораминиферы: *Nodosaria clavatoides* Raus., *N. parva* Lip., *N. elabugae* Cherd.

По возрасту она отвечает, видимо, нижней части артинского яруса, а низы ее («мергелистый горизонт» и его аналоги), возможно, и верхней половине сакмарского яруса, как это считает последнее время В. Е. Руженцев на основании изученных им гониатитов из мергелистого горизонта.

Существуют, однако, и иные представления о возрасте косьинской свиты. А. А. Чернов, С. В. Максимова и Д. М. Раузер-Черноусова считают, что установленные ими здесь и, в частности, в «мергелистом» горизонте гониатиты и фораминиферы являются верхнеартинскими.

От подстилающих известняков C_3 — P_1 палеонтологически косьинская свита отличается наличием спириферелл группы *Spiriferella saranae* Vern.

Общая мощность косьинской свиты меняется от 200—300 м в Воркутском районе до 700—900 м в бассейне р. Косью.

Чернореченская свита представлена очень мощной, уныло однообразной толщей тускло окрашенных, серых и зеленовато-серых алевролитов. Старое название этой свиты «алевролитовая» является, таким образом, вполне уместным.

Наиболее типично свита представлена в обнажении 5 на р. Кожиме. Широко представлена также на притоке р. Косью — р. Черной (Сеть-ю), откуда она и получила свое название (обн. 9, 12, 13, 14 и др.). Прослеживается по всему Печорскому бассейну, сохраняя, в общем, свои основные характерные признаки.

В подавляющей своей части толща алевролитов чернореченской свиты является немой. Остатки фауны встречаются лишь в нескольких небольших прослоях. Чаще всего это гониатиты, вместе с которыми обычно встречаются сетчатые мшанки, мелкие пелециподы и гастроподы, остракоды, а также *Dentalium* и *Orthoceratidae*. В некоторых прослоях встречаются также обломки мелких тонкостворчатых брахиопод и только в редких случаях имеются известковистые прослои с богатой фауной брахиопод и мшанок. Остатки флоры практически отсутствуют.

Литологический состав свиты при всем ее однообразии не является постоянным. Иногда она почти нацело сложена алевролитами; в других случаях идет чередование алевролитовых толщ с толщами тонкого переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Характерно наличие небольших горизонтов с прослоями — цепочками мергелисто-глинистых, кремнисто-глинистых и сидеритовых конкреций.

Некоторые из этих конкреций внутри заключают иногда хорошо сохранившиеся раковины гониатитов и другой фауны, как это имеет место, например, в Кожимском разрезе.

Из фауны, по данным А. П. Ротая, здесь представлены: *Chonetes* cf. *uralica* Tsch., *Productus* (*Krotovia*) *tastubensis* Tsch., *Productus* (*Buxtonia*) *juresanensis* Tsch., *Pr.* (*Paramarginifera*) *tuberculatiformis* Fred., *Marginifera septentrionalis* Tsch., *M. involuta* Tsch. и др. Из мшанок М. И. Шульгой-Нестеренко определены: *Fenestella foraminosa* Eichw., *F. elegantissima* Eichw., *F. eichwaldi* Stuck., *F. varicosa* М'Соу, *Polypora biarmica* Keys., *P. micropora* Stuck., *P. megastoma* Кон., *P. sykesi* Кон., *P. papillata* М'Соу, *P. cyclopora* Stuck., *Goniocladia crassa* Sch.-Nest., *Hexagonella petschorica* Nik., *Pinnatopora uralica* Stuck.

Из гониатитов А. А. Черновым и С. В. Максимовой установлены: *Paragastrioceras suessi* Карг., *P. kojimensis* Max. et Tsch., *P.* cf. *fedorovi* Карг., *P. jossae* Верн., *Medlicotia* sp., *Agathiceras* aff. *suessi* Gemm.

Кроме того, довольно часто встречаются мелкие ортоцератиты и *Dentalium*, а из гастропод — своеобразные *Bellerophon* и *Turritella*.

На юго-западном склоне Пай-Хоя из гониатитов указываются *Artinskya artiensis* Гюен., *Paragastrioceras suessi* Карг. и *Waagenia* cf. *krasnopolskyi* Карг.

В бассейне р. Лемвы отложения, отвечающие чернореченской свите, входят, по мнению А. П. Ротая, в состав кечь-пельской свиты К. Г. Войновского-Кригера. Чернореченская свита залегает на косьинской свите согласно. Границы условные, литологические. По возрасту отвечает средней и отчасти верхней части артинского яруса.

Мощность на юге в бассейне р. Косью 750—800 м. На севере, в Воркутском и соседних с ним районах, — 450—650 м.

Таким образом, зона максимальных мощностей находится, как и для нижележащей косьинской свиты, в южной части Печорского бассейна, в районе р. Кожима и верхнего течения р. Косью. Отсюда и к северу, и к югу мощность свиты довольно быстро уменьшается.

Кожимская свита представлена переслаивающейся толщей песчаников и алевролитов. Изредка встречаются небольшие пачки аргиллитов. Количество песчаников и алевролитов примерно одинаково. Переслаиваются они довольно равномерно мощными пачками (до 25 м).

Окраска пород зеленовато-серая, более светлая, чем в двух нижележащих свитах.

Песчаники чаще среднезернистые, массивные, обычно толстослойные и глыбовые. Мелкозернистые песчаники играют подчиненную роль.

Почти все среднезернистые песчаники частично известковистые. Известковистые разности их почти всегда располагаются в кровле пласта и нередко имеют шаровую и скорлуповатую отдельность.

Сидеритовые конкреции и линзы очень редки. Для северных районов указываются мергелистые, железисто-кремнисто-глинистые и известковистые конкреции. Последние встречаются там довольно часто и иногда достигают 0,5 м в диаметре.

Характерно полное отсутствие угольных прослоев и, вообще, следов углеобразования, а также чрезвычайное изобилие и разнообразие морской фауны.

Остатки фауны приурочены обычно к верхней известковистой части среднезернистых песчаников, но иногда переходят и в основание покрывающих эти песчаники алевролитов. Встречаются они также в небольших, слабоизвестковистых прослоях внутри алевролитовых пачек.

Таких горизонтов с фауной в кожимской свите насчитывается обычно 10—12.

Среди фауны преобладают брахиоподы и мшанки, встречающиеся часто в огромном изобилии и в хорошей сохранности. Несколько реже встречаются пелециподы и гастроподы. Остальные группы почти или совершенно отсутствуют.

По исследованиям и определениям А. П. Ротая, в кожимской свите представлены в большом количестве следующие брахиоподы: *Productus* (*Linoproductus*) *koninckianus* Vern., *Pr.* (*Linopr.*) *simensis* Tschern., *Pr.* (*Linopr.*) *aagardi* Toul., *Pr.* (*Linopr.*) *cora* Orb., *Pr.* (*Linopr.*) *lineatus* Waag., *Pr.* (*Linopr.*) *kulikki* Fred., *Pr.* (*Dictyoclostus*) *grünwaldtii* Krot., *Pr.* (*Dict.*) *möllerii* Krot., *Pr.* (*Dict.*) *uralicus* Tschern., *Pr.* (*Dict.*) *neoinflatus* Lich., *Pr.* (*Dict.*) *genuinus* Kut., *Pr.* (*Dict.*?) *tartaricus* Tschern., *Pr.* (*Dict.*) *multistriatus* Meek., *Pr.* (*Dict.*) *volkovi* Fred., *Pr.* (*Dict.*) *latus* Tschern., *Pr.* (*Dict.*) *orientalis* Fred., *Pr.* (*Muirwoodia*) *mammatiformis* Fred., *Pr.* (*Waagenoconcha*) *humboldti* Orb., *Pr.* (*Waagenoconcha*) *irginae* Stuck., *Pr.* (*Horridonia*) *horridus* Sow., *Pr.* (*Horridonia*) *pseudohorridus* Wim., *Pr.* (*Buxtonia*) *porrectus* Kut., *Pr.* (*Buxt.*) *juresanensis* Tschern., *Pr.* (*Krotovia*) *tundrae* Fred., *Pr.* (*Krot.*) *ijemensis* Fred., *Pr.* (*Pustula*) *pustulatus* Keys., *Marginifera involuta* Tschern., *M. septentrionalis* Tschern., *M. uralica* Tschern., *Chonetes uralicus* Moell., *Schizophoria supracarbonica* Tschern., *Camarophoria crumena* Mart., *C. aplanata* Tschern., *Spirifer cameratus* Mart., *Sp. fasciger* Keys., *Sp. ufensis* (?) Tschern., *Sp. interplicatus* Rothpl., *Sp. neorectangulus* sp. nov. (Rotai), *Spiriferella saranae* Vern., *Cyrtia kulikii* Fred., *Squanularia perplexa* N. Chesn.

Кроме того, из северных районов бассейна О. Л. Эйнор и др. указывают: *Chonetes* (*Chonetina*) *sinuata* Krot., *Productus* (*Dictyoclostus*) *ufensis* Fred., *Pr.* (*Plicatifera*) *plicatiformis* Fred., *Pr.* (*Horridonia*) *borealis* Haugh., *Pr.* *arcticus* Whitf., *Pseudosyrinx Kolymensis* Tolm., *Rhynchopora nikitini* Tschern.

Из мшанок здесь известны (М. И. Шульга-Нестеренко): *Fenestella biarmica* Sch.-Nest., *F. nikiforovae* Sch.-Nest., *F. foraminosa* Eichw., *F. veneris* Fisch., *F. thomboidea* var. *podtscherenensis* Sch.-Nest., *F. basleoensis* Bass., *F. angusta* Fisch., *F. plebeya* M'Cooy, *Polypora daraschamensis* Nik., *P. megastoma* Kon., *P. nodosula* Netsch., *P. remota* var. *russiluis* Sch.-Nest., *Geniocladia varians* Sch.-Nest., *G. crassa* Sch.-Nest., *G. zalesskyi* Sch.-Nest., *G. compacta* Sch.-Nest., *G. pulchra* Sch.-Nest., *Romiporictra variolata* var. *caveruosa* Sch.-Nest., *Hexagonella petschorica* Nikif., *Rhombotripella voraitensis* Nikif.

Встречается также очень много разнообразных пелеципод, которые, к сожалению, остаются еще почти неизученными. Из них можно указать (В. В. Погоревич): *Pecten keiserlingiformis* Lich., *P. wilotekt* Toul., *Aviculopecten subclathratus* Keys., *Solemya biarmica* Vern., *Pleurophorus oblongus* M. et W.

Из кораллов известны (К. Г. Войновский-Кригер): *Plerophyllum* (*Soschkineophyllum*) *tenuiseptatum* Soschk.; из гониатитов (А. А. Чер-

нов, С. В. Максимова, О. Г. Туманская): *Parapronorites tenuis* К о гр. var. *vorcutensis* Тум., *Marathonites ponomarevi* Тум., *M. timorensis* var. *typica* Ру з х., *Paragastriocris suessi* К а гр., *Neopronorites permien-sis* Тschern., *Waagenia krasnopolskyi* К а гр.

В одном из прослоев на р. Кожиме встречается масса хорошо сохранившихся чашечек, определяемых Н. Н. Яковлевым как *Zeacrinus polaris* J a k.

Растительные остатки встречаются редко, главным образом в песчаниках в виде стволов и стеблей.

Общий литологический характер свиты и указанный комплекс фауны довольно хорошо выдерживаются по всему Печорскому бассейну.

Наиболее характерными формами для кожимской свиты, по А. П. Ротаю, являются: *Productus porrectus* Kut., *Pr. mammatifomis* Fred., *Pr. horridus* Sow., *Pr. cora* Orb., *Pr. uralicus* Tschern., *Pr. tartaricus* Tschern., *Spirifer fasciger* Keys., *Sp. ufensis* Tschern., *Sp. neorectangulus* sp. n. (Rotai), *Spiriferella saranae* Vern., *Cyrtia kuliki* Fred., *Pinnatopora* sp. Ni (Rotai) и *Zeacrinus polaris* J a k.

Мощность 350—400 м, иногда, например по р. Инте, значительно больше; это зависит, возможно, от того, что в кожимскую свиту ошибочно включается и верхняя часть чернореченской.

Кунгурский ярус

Усинская серия — вся угленосная толща нижней перми Печорского бассейна. А. А. Черновым было предложено для нее название «усинский ярус», а М. Д. Залесским «воркутский ярус».

Усинская серия, в общем, довольно близко отвечает кунгурскому ярусу.

С 1941 г. эта толща фигурирует у воркутских геологов (по предложению К. Г. Войновского-Кригера) под названием воркутской свиты, а ранее она называлась обычно в Печорском бассейне «угленосной толщей».

Одновозрастные, по мнению М. Д. Залесского, толщи в других районах Советского Союза выделены им под названием бардинского яруса (Урал) и «абинского яруса» (Кузнецкий бассейн).

Таким образом, для толщ, которые довольно близко соответствуют друг другу, предложено четыре разных названия ярусов.

Очевидно, название «ярус» использовано здесь неправильно и не может быть принято. В действительности речь идет здесь о местных (региональных) стратиграфических единицах, для которых более всего подходит термин «серия», который и рекомендован стратиграфическим совещанием 1956 г. (Свердловск).

В 1942 г. А. П. Ротай (1947а) подразделил усинскую серию на две самостоятельные свиты. За нижней из них было сохранено название «воркутская», а верхняя названа интинской.

По листоватым остаткам флоры и пеллеципод, а также по споровому составу усинская серия достаточно уверенно сопоставляется с верхнебалаховской свитой Кузнецкого бассейна. С другой стороны, по составу разнообразной морской фауны (брахиоподы, мшанки и др.) усинская серия хорошо сопоставляется с кунгуром. Тем самым определяется кунгурский возраст и верхнебалаховской свиты Кузбасса, что имеет весьма существенное значение для стратиграфии и геологии всей Азиатской части СССР.

Воркутская свита представляет довольно равномерное переслаивание мощных пачек серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями и пластами угля.

Среди песчаников преобладают плотные среднезернистые массивные и грубослоистые песчаники. Большинство из них в кровле сильно известковисты, с многочисленными остатками морской фауны, часто переполняющими вмещающую породу.

Наряду с обломками встречается много раковин относительно хорошей сохранности, что свидетельствует об их захоронении почти на месте своего обитания.

Горизонты с богатой морской фауной встречаются также в некоторых алевролитах.

В верхней половине свиты много конкреций и линз сидерита, а также довольно много плохо сохранившихся растительных остатков.

По данным А. П. Ротая, фауна воркутской свиты близка к фауне кожимской, но отличается от последней отсутствием *Productus (Buxtonia) porrectus* Kut., *Pr. (Dictyoclostus) genuinus* Vern., *Spirifer neorentangulus* sp. nov. (Rotai), *Spirifer ufensis* Tschern., *Polypora* sp. N 1 (Rotai), *Pinnatopora* sp. N 1 (Rotai) и некоторых других форм.

А. П. Ротаям установлено широкое развитие в воркутской свите следующих брахиопод: *Chonetes kojim-toerovei* Fred., *Ch. uralica* Tsch., *Derbia regularis* Waag., *D. grandis* Waag., *D. crassa* M. et H., *Productus (Linoproductus) koninckianus* Vern., *Pr. (Lin.) cora* Orb., *Pr. (Lin.) lineatus* Waag., *Pr. (Lin.) aagardi* Toula., *Pr. (Dictyoclostus) grünewaldti* Krot., *Pr. (Dict.) uralicus* Tschern., *Pr. (Dict.) neoinflatus* Lich., *Pr. (Dict.) tartaricus* Tschern., *Pr. (Productus) intaensis* sp. nov. (Rotai), *Pr. (Waagenoconcha) humboldti* D'Orb., *Pr. (Waag.) irginae* Stuck., *Pr. (Waag.) pseudohorridus* Wim., *Pr. (Echinoconchus) punctatus* Mart., *Pr. (Ech.) elegans* M'Coу, *Pr. (Ech.) fasciatus* Kut., *Pr. (Buxtonia) juresanensis* Tschern., *Pr. (Buxt.) tastubensis* Tschern., *Marginifera timanica* Tschern., *M. schellwieni* Tschern., *M. septentrionalis* Tschern., *M. involuta* Tschern., *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Rh. variabilis* Stuck., *Camarophoria crumena* Meek, *C. aplanata* Tschern., *Spirifer cameratus* Mort., *Sp. jasciger* Keys., *Spiriferella saranae* Vern., *Sp. saranae* var. *draschei* Toula, *Sp. salteri* Tschern., *Sp. parriana* Toula, *Cyrtia kuliki* Fred., *C. kuliki* var. *adzvae* Fred., *Martinia orbiculatis* Gemm., *Squamularia perplexa* Chesn., *Athyris semiovalis* Fred.

Кроме того, по данным Г. Н. Фредерикса, О. Л. Эйнора и др., отсюда указываются: *Productus (Dictyoclostus) orientalis* Fred., *Pr. (Horridonia) timanicus* Stuck., *Chonetes brama* Fred., *Ch. flemingi* N. et Pг., *Spirifer marcoui* Waag. и некоторые другие брахиоподы.

Богато представлены здесь также мшанки, из которых М. И. Шульгой-Нестеренко определены: *Fenestella foraminosa* Eichw., *F. cf. retiformis* Schloth., *F. cf. orientalis* Eichw., *F. sublaticrescens* var. *curvata* Sch.-Nest., *Polypora biarmica* Keys., *P. micropora* Stuck., *P. trigonocella* var. nov. Sch.-Nest., *P. cf. postulata* Toula, *P. megastoma* Kon., *P. sykeysi* Kon., *Geinizella columnaris* Schloth., *Lyrocladia permica* Sch.-Nest., *Goniocladia varians* Sch.-Nest., *G. compacta* Sch.-Nest., *G. crassa* Sch.-Nest., *Hexagonella peetschorica* Sch.-Nest.

Очень редко встречаются одиночные кораллы *Tachylasma rizoides* var. nov., *T. polycoelloide* D'Orb.

В. В. Погоревичем установлен для Воркуты и смежных с нею районов разнообразный комплекс пелелипод: *Schizodus whelleri* Swall.,

Sch. truncatus King., *Astartella permocarbonica* Tschern., *Edmondia nebrascensis* Gein., *E. gibbosa* M'Cooy, *E. tschernycheviana* Fred., *Allorisma altirostratum* M. et H., *Goniomya artiensis* Krot., *Pseudomonotis artiensis* Stuck., *Aviculopecten mutabilis* Lich., *Pinna artiensis* Krot., *Pecten (Pseudomusium) sericeus* Vern., *P. (Pseud.) krasnoufimskensis* Fred., *Liebea hausmani* Goldf., *Modiola elliptica* Pog., *Pleurophorus costatus* Brown., *Palaeomutela abiellaeformis* Pog., *P. edmondiana* Pog., *P. agulata* Pog., *Anthracomya kriegeri* Pog., *Anthraconauta gigantea* Rag., *A. ovata* Pog., *A. lingulata* Pog., *A. subacuta* Pog., *Carbonicola (?) clarae* Pog.

В аргиллито-алевролитовых пачках, особенно вблизи угольных пластов и прослоев, местами встречается довольно много растительных остатков, из которых Д. М. Залеским, М. Ф. Нейбург, Х. Р. Домбровской и Г. И. Дембской определены: *Paichoa tschernovi* Zal., *Viatschslavia vorcutensis* Zal., *Paracalamites striatus* Schm., *P. decoratus* Eichw., *P. kutorgae* Gein., *Phyllothea paucifolia* Schm.* , *Annularia comiana* Zal.* , *Vorcutanularia plicata* Neub., *V. plana* Naub., *Lobatanularia stschurovskyi* Schm.* , *Sphenophyllum stukenbergi* Schm.* , *Sph. comiense* Tschirk., *Pecopteris helenaeana* Zal., *P. anthriscifolia* Goep., *P. vorcutana* Zal.* , *P. zaleskyi* Tschirk.* , *P. hyperborea* Zal.* , *P. synica* Zal.* , *P. kojimensis* Zal.* , *Cardioneura vorcutensis* Zal.* , *Sphenopteris septentrionalis* Tschirk.* , *Psygmyphyllum expansum* Brongn., *Neeggeratiopsis aequalis* Goep.* , *N. pseudoaequalis* Radez., *N. synensis* Zal., *N. petschorica* Zal., *N. ensiformis* Zal.* , *N. derzavini* Neub.* , *N. crassinervis* Neub., *Petscheria clongata* Zal.* , *Zamiopteris rotundata* Demb., *Z. linearis* Neub.* , *Nephropsis schmalhausen* Radcz., *N. integerrima* Schm., *N. rhomboidea* Neub., forma *vorcutensis* Dombr., *N. tomiensis* Neub.* , *Samaropsis vorcutana* f. *minima* Dombr.* , *S. borealis* Zal.* , *S. neuburgi* Dombr.* , *Walchia borea* Zal.* .

Указанные фауна и флора встречаются не по всему разрезу равномерно, а сосредоточены лишь в некоторых определенных горизонтах. Таких горизонтов насчитывается от 15 до 25.

Несмотря на относительно широкое вертикальное распространение большинства приведенных форм, конкретные комплексы форм (танатоценозы), свойственные каждому фаунистическому горизонту, обычно совершенно различны между собой и хорошо выдерживаются на значительных площадях. Это позволяет использовать некоторые из них в качестве опорных маркирующих горизонтов для целей стратиграфической корреляции разобренных разрезов и геологического картирования.

Суммарное число угольных пластов и прослоев 30—50, причем их число и мощности значительно больше в верхней части свиты.

В северной половине бассейна воркутская свита является основной и наиболее важной угленосной свитой. К ней приурочено здесь 5—10 пластов высококачественного угля рабочей мощности. Угленасыщенность пачки «основного звена» рабочих пластов (пакет N) 4,9—6,5%.

По направлению к югу от Воркуты мощность отдельных пластов и угленасыщенность (в целом) постепенно падают, и в районе р. Кожима из имеющихся там 30 угольных прослоев рабочей мощности достигают лишь два пласта и то на весьма ограниченных участках. К югу от р. Кожима число угольных прослоев быстро уменьшается, так как через 10—15 км они почти полностью исчезают.

* Формы, известные только в воркутской свите.

Песчаники с крупными конкреционными линзами, а также неравнозернистые песчаники свойственны верхней половине свиты. Количество неравнозернистых песчаников увеличивается вверх по разрезу, причем в этом направлении обычно увеличивается также размер их зерен и иногда начинают попадаться небольшие гравелистые и конгломератовые прослои.

В нижней половине свиты преобладает правильная горизонтальная и волнистая слоистость, в верхней — косая и косолинзовидная.

Разрез свиты носит ясно выраженный циклический характер. Наиболее крупные и правильные циклы имеют место в верхней части свиты в зоне рабочих угольных пластов. В пределах каждого цикла наблюдается закономерная последовательность пород различного гранулометрического состава.

Широко распространены сингенетичные конкреционные образования, связанные с определенными фаціальными типами вмещающих пород и занимающие определенное место в нормальном цикле. По данным А. В. Македонова, преобладающее большинство конкреций приурочено к местам смены гранулометрического состава или текстуры пород.

Отдельные конкреционные горизонты хорошо выдерживаются на больших площадях и могут служить маркирующими.

Характер и состав конкреций отчетливо меняются снизу вверх по разрезу свиты.

Для Воркутского района А. В. Македонов установил следующую последовательность конкреционных зон этой свиты снизу вверх:

1) зона железисто-известковистых (анкерито-кальцитовых, а также кремнисто-глинисто-железистых) конкреций (пакеты S—O);

2) Зона анкеритовых, анкерито-сидеритовых и в подчиненном количестве железисто-известковистых (сидерито-анкеритовых) конкреций (пакеты N—M).

В петрографическом отношении породы воркутской свиты довольно однообразны, поэтому ни по шлифам, ни по тяжелым фракциям не удалось подметить каких-либо определенных закономерностей, которые можно было бы использовать для расчленения и корреляции разрезов этой свиты.

Среди песчаников преобладают плейстомиктовые (25—60% обломков пород) на втором месте — олигомиктовые (более 75% мономинеральных зерен), аркозовые и полевошпат-кварцевые. Реже встречаются полимиктовые песчаники (50—75% и более обломков пород).

Цемент в песчаниках глинисто-кальцитовый, реже хлоритовый, кремнистый; иногда почти отсутствует.

Из минералов наиболее часто встречаются кварц и полевые шпаты, реже — хлорит, мусковит, биотит, глауконит, апатит, циркон, эпидот, гранат, халцедон, хромит, рутил, сфен.

Из обломков пород обычны кремнистые сланцы, глинистые сланцы, порфириды, микрокварциты.

Границы свиты являются условными. Нижняя проводится по первому снизу прослою угля или на его месте, верхняя — над последними снизу прослоями с типично морской фауной, т. е. примерно по границе в основном морских и континентальных осадков.

Таким образом, наиболее характерным признаком воркутской свиты (не считая фауны) является смешанный ее характер, переслаивание морских и континентальных осадков (с резким преобладанием первых), наличие многочисленных слоев с богатой морской фауной, с одной стороны, и пластов (прослоев) угля — с другой. Условно за верхнюю границу воркутской свиты приняты: на р. Кожиме угольный пласт VIII (следы морской фауны известны метров на 25—30 выше); на

Инте — пласт I (b_1); на Воркуте — пласт L_1 и их аналоги в других районах.

По фауне воркутская свита почти повсеместно делится на две под-свиты:

1) нижнюю — со *Spiriferella saranae* и другими спирифереллами, непродуктивную, мощностью 360—540 м;

2) верхнюю — без *Spiriferella*, обычно с рабочими углями, продуктивную, мощностью 180—300 м.

Граница между ними на Кожиме проходит по пласту IX, а на Воркуте — по пласту O_1 .

На основании местных литолого-фациальных и палеонтологических особенностей разреза воркутская свита может быть подразделена в отдельных районах на ряд местных пачек, однако такое дробное расчленение для всего бассейна в целом пока еще невозможно.

Так, в пределах Воркутского угленосного района воркутская свита делится местными геологами на шесть пакетов (табл. 13).

В Кожимском разрезе может быть выделено около десяти таких пакетов, но, насколько широко они выдерживаются на площади, еще не установлено.

Мощность воркутской свиты от 550 м на юге Печорского бассейна (Кожимский и смежные с ним районы) до 800 м на севере (Воркутский и смежные с ним районы).

Интинская свита — в основном континентальная толща переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, с многочисленными прослоями и несколькими рабочими пластами угля.

Угли обычно связаны с аргиллитами, но имеются случаи и непосредственного налегания на угольные пласты крупнозернистых песчаников, что связано, видимо, с наличием в этой свите небольших внутриформационных перерывов с небольшим местным размывом нижележащих пород.

Песчаники обычно полимиктовые и представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми разностями. Особенно характерны и широко распространены средне- и крупнозернистые песчаники. Как правило, они неяснослоистые, массивные, глыбовые или с косой слоистостью дельтового типа и достигают большой мощности (20—30 м).

Большинство песчаников частично известковисты. При этом характерно, что известковистой обычно является средняя часть каждого слоя песчаника, а не верхняя, как это имеет место в кожимской и воркутской свитах.

Конгломератов нет, но изредка в грубых песчаниках верхней половины свиты встречаются небольшие мелкогалечные их линзы.

В ряде таких песчаников встречаются также редкие, слабо окатанные гальки нижележащих пермских пород (алевролитов, песчаников, аргиллитов) и даже кусочки угля. Это подтверждает сделанное выше предположение о наличии здесь небольших местных перерывов и размывов.

Мелкозернистые разности песчаников, как правило, являются плитчатыми или тонкослоистыми и залегают маломощными пластами среди алевролитов.

Слоистость аргиллитов и алевролитов горизонтальная и волнистая (знак ряби), песчаников — косая (потоков) и волнистая, редко горизонтальная.

Окраска пород серая и зеленовато-серая. Зеленый оттенок песчаников и других пород зависит не только от наличия в цементе двуокиси железа, но и от большой примеси мелких зерен ярко-зеленых кремнистых сланцев, а иногда отчасти и глауконита.

Таблица 13

Пакет	Мощность в м	Пласты	Литологическая характеристика пакетов
М	125	M ₁ M ₃	Близок к пакету N. Характерна волнистая слоистость. В нижней части имеются крупные размыты. Угленасыщенность 2,5—3,6%. Морских горизонтов — 5
N	135	I, II, III IV V VIII O ₁	Широко развиты песчаники с конкрециями. Песчаники занимают среднюю часть циклов между угольными пластами. Редки неоднородные песчаники и конгломераты. Слоистость линзовидная. Морских горизонтов — 1. Несколько рабочих пластов угля. Руководящая — <i>Palaeomutella edmondiana</i> Pog. Характерны многочисленные <i>Cardioneura</i> . Угленасыщенность 4,9—6,5%
O	75		Подобен пакету P. На первом месте аргиллиты и алевролиты. Несколько пластов угля; из них некоторые местами достигают рабочей мощности. Морских горизонтов — 3. Руководящая — <i>Anthraconauta subacuta</i> Pog.
P	80		Песчаников и глинистых пород примерно поровну. Цикличность мелкая. Морских горизонтов — 3. Угольных прослоев мало. Преобладают мелкие <i>Linoproductus (Cancrinella)</i> . Из антропоидиз руководящими являются: <i>Anthracomya kriegeri</i> Pog. и <i>Carbonicola clarae</i> Pog.
R	225		Преобладают песчаники. Слоистость линзовидная, косая. Части мергелистые конкреции. Морских горизонтов — 7. Ряд сложных зольных пластов угля. Последние <i>Pr. cora</i> Ogh. Цикличность более крупная, чем в пакете S.
S	230		Имеется 8 угольных пропластков и 8 горизонтов с фауной В двух из них — масса <i>Productus cora</i> . Песчаники однородные. Слоистость правильная.

Наличие зерен глауконита в некоторых песчаниках свидетельствует об их морском происхождении.

В аргиллитах и алевролитах, особенно нижней части свиты, много конкреций и линз сидерита. Последние достигают иногда 1—1,5 м мощности. Коэффициент конкреционности значительно выше, чем во всех нижележащих свитах (1% от общего состава пород).

Общий литологический состав свиты хорошо выдерживается, но в отдельности почти все слои отличаются быстрой изменчивостью и непостоянством.

На фоне такой изменчивости терригенных пород удивительным постоянством отличаются угольные пласты и даже небольшие угольные прослои. Они выдерживаются на больших площадях, меняя лишь свои мощности и детали строения, и часто могут быть использованы как маркирующие слои.

В качестве опорных горизонтов при корреляции разобщенных разрезов внутри отдельных районов могут быть использованы также имеющиеся в разрезе маломощные пачки (горизонты) с фауной.

Интинская свита отличается высокой угленасыщенностью, достигающей обычно 3—4%.

В южной половине Печорского бассейна (бассейн р. Косью) это основная продуктивная толща, а в северной — ее промышленное значение почти столь же велико, как и воркутской свиты. Она заключает до 12—13 угольных пластов рабочей мощности и до 140 угольных прослоев. Пласты угля более сложные, зольные и менее выдержанные, чем пласты воркутской свиты.

Угленасыщенность свиты не является постоянной. В южной части бассейна она закономерно падает с севера на юг, от Инты к Кожиму. В 10—15 км южнее р. Кожима в результате постепенного выклинивания угольных пластов свита становится непродуктивной, а еще через 10—15 км южнее почти неугленосной (безугольной).

Указанная закономерность ярко иллюстрируется следующими данными:

Таблица 14

Район	Рабочие пласты		Количество угольных прослоев	Общая угленасыщенность в %
	Количество	Средняя суммарная мощность в м		
Р. Большая Инта	11—12	16,37	130	4,4
Р. Кожим	до 12	7,7—11,0	60	2,8
Реки Сель-Курья-Йоль и Юсь-Йоль	0	0	до 20	Близка к нулю

С востока на запад происходит постепенное замещение угленосных фаций неугленосными, но данных о том, где именно проходит западная граница угленосности, еще нет. Во всяком случае эта граница находится значительно западнее гряды Чернышева.

От всех нижележащих свит интинская свита отличается почти полным отсутствием нормальной морской фауны. Известны лишь единичные находки неопределимых обломков продуктид и хонетесов, приуроченных всего к двум-трем небольшим прослоям.

Пресноводная и солоноватоводная фауна в виде мелких гладких пелелипод, гастропод и остракод встречается часто, но она изучена еще слабо.

Широко представлен довольно разнообразный комплекс флоры.

В верхах интинской свиты на Инте (над пластом 10) открыто богатое местонахождение остатков позвоночных.

Анализ имеющихся материалов по спорово-пыльцевому составу углей интинской свиты показывает, что суммарно спорово-пыльцевые комплексы различных пластов довольно однотипны, но все же позволяют, вероятно, узнавать по ним большинство пластов.

Палеонтологически свита изучена еще слабо. Резко преобладающей группой фауны являются пресноводные и солоноватоводные пелелиподы: *Anthraconauta*, *Palaeomutella* (?) и *Carbonicola* (?).

Представители рода *Antracomya* отсутствуют.

подавляющее большинство видов — эндемики — еще не описаны в палеонтологической литературе.

Большинство видов имеет широкое вертикальное распространение и переходит в интинскую свиту из нижележащей воркутской, однако имеются формы, свойственные только одной интинской свите: *Antraconauta* (?) *postlaevis* P o g., *Palaeoanodonta vorcutica* P o g., *P. alta* P o g., *Carbonicola* (?) *alta* P o g. и др.

Переходят из воркутской свиты: *Palaeomutella abiellaeformis* P o g., *P. concinnaeformis* P o g.

Из членистоногих встречаются: *Vorcutia tschernovi* R h o d., *Eoscorpis* (?) *subarcticus* P o g.

Из позвоночных обнаружены (р. Инта): *Intasuchus selvicola* K o n z h., *Syndyodosuchus tetricus* K o n z h., *Cotylosuria* и др.

Флора представлена достаточно богато, но изучена хуже, чем в воркутской свите. М. Д. Залеским, Е. Ф. Чирковой, М. Ф. Нейбург, Х. Р. Домбровской и Г. И. Дембвской определены: *Paichonia tschernovi* Z a l., *Paracalamites striatus* S c h m., *P. decoratus* E i c h w., *Annularia parvula* N e u b., *A. neuiburgiana* R a d c z *, *Vorcutanhularia plicata* N e u b., *V. plana* N e u b., *Sphenophyllum comiense* T s c h e r k., *Pecopteris nalenaena* Z a l., *P. synica* Z a l., *P. koejimensis* Z a l., *P. comiana* Z a l., *P. borealis* Z a l., *P. anthriscifolia* G o e r p., *Callipteris adzvensis* Z a l., *Sphenopteris* cf. *tunguscana* Z a l. *, *Psygmpophyllum expansum* B r o n g n., *Neeggeratiopsis synensis* Z a l., *N. petschorica* Z a l., *N. crassinervis* Z a l., *Nephropsis gerrima* S c h m., *N. koejimensis* Z a l., *Samaropsis vorcutana* T s c h e r k. *, *S. comiana* Z a l., *S. elegans* D o m b r. *, *Sylvella alata* Z a l., *Walchia* sp., *Odontopteris* sp. *, *Psigmpoyllum expansum* B r o n g n.

В Воркутском и смежных с ним районах на основании местных литолого-палеонтологических особенностей разреза интинская свита расчленена на семь пакетов: L, K, J, H, G, F, E (снизу вверх), однако вне этой территории эти пакеты еще не прослежены.

Границы свиты условны. Верхняя проводится в основании первых конгломератов вышележащей, существенно конгломератовой толщи; нижняя — указана выше.

Поскольку верхняя граница интинской свиты является одновременно и верхней границей нижнего отдела перми, очевидно, что и эта последняя является здесь условной границей.

Судя по палеонтологическим данным, истинная граница P₁ и P₂ находится несколько ниже, так как первые *Callipteris*, *C. adzvensis* Z a l., появление которых, по мнению палеофитологов, знаменует собой уже начало верхней перми, начинают встречаться уже в верхах интинской свиты (верхние 50—100 м).

Выше интинской свиты располагается мощная существенно конгломератовая толща континентальных угленосных осадков, относящаяся уже к верхней перми и выделяемая в настоящее время под названием печорской свиты, которой соответствует паембойская свита.

Мощность интинской свиты 550—800 м. Она постепенно возрастает с юга на север, достигая максимума в Воркутском районе, а далее к северу снижается.

Пай-Хой

Пай-Хойская складчатая система ограничивает Печорский бассейн с севера. Юго-западный склон Пай-Хоя составляет одновременно и северный, вернее северо-восточный борт Печорского бассейна.

Разрез нижней перми здесь, в общем, близок к описанному разрезу основной части Печорского бассейна, однако отличается и некоторыми

* Формы, свойственные только интинской свите.

особенностями. Нижнепермские отложения представлены здесь мощной толщей обломочных пород, содержащих многочисленные остатки морской фауны, в частности гониатитов (проходящих через всю юньягинскую серию), брахиопод и пелеципод.

Отложения этого возраста хорошо обнажены по правым притокам р. Коротаихи — рекам Васьяха и Янгарею, а также по небольшим рекам Талате, Бельковской и Гусиной, впадающим в Баренцево море.

Сакмарский и артинский ярусы

Отложения сакмарского яруса сохранились местами в виде эрозионных останцов на крайнем западе юго-западного склона Пай-Хоя уже в районе морского побережья. Их состав и условия залегания рассмотрены при описании карбона. Возможно, что подобные останцы имеются и в других местах Пай-Хоя.

По представлениям В. И. Устрицкого (1954 г.), на Пай-Хое, как и в основной части Печорского бассейна, разрез нижней перми начинается мергелистым горизонтом, который ложится на отложения верхнего, среднего и нижнего карбона, а возможно, и на более древние образования. Он представлен здесь зеленовато-серыми мергелями (местами включающими гальку известняков), чередующимися со слоями известняка, общей мощностью от 3 до 12 м.

Состав фауны, собранной В. И. Устрицким на юго-западном склоне Пай-Хоя, мало отличается от списка фауны Печорского бассейна. Он включает представителей родов *Glaphyrites* и *Preshumardites*, а также *Liorhynchus* cf. *rihalicus* Step. и другие виды аммоноидей и брахиопод, не поднимающихся выше сакмарского яруса; единственная артинская форма, известная из мергелистого горизонта р. Воркуты, — *Metalegoce- ras sundaicum* H a n i e l., представлена новым вариантом, так что, по всей вероятности, не является руководящей, а фораминиферы, хотя и имеют артинский облик, по-видимому, характеризуют не возраст, а фацию. Все это приводит В. И. Устрицкого к заключению о сакмарском возрасте мергелистого горизонта.

Юньягинская серия на юго-западном склоне Пай-Хоя подразделяется на три свиты (снизу вверх):

1. Гусиная свита. Толща многократно переслаивающихся темно-серых песчаников и глинистых сланцев с *Artinskya artiensis* Gruen., *Paragastrioceras suessi* Ka gr., *Productus (Waagenoconcha) humboldti* O r b., *Pr. timanicus* St u c k. и др. Мощность 300—500 м.

2. Бельковская свита. Однородная толща алевролитов, глинистых, известково-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с *Paragastrioceras suessi* Ka gr., *Productus (Linoproductus) cancriniformis* T s c h e r n i и др. Мощность 800 м.

3. Талатинская свита. Сложена преимущественно песчаниками и алевролитами. Местами им подчинены аргиллиты и частью глинистые известняки. Встречаются многочисленные остатки брахиопод (около 70 форм), пелеципод (более 10 видов) и другой морской фауны: *Productus (Waagenoconcha) humboldti* O r b., *Pr. mammatiformis* F r e d., *Pr. timanicus* St u c k., *Spirifer polaris* W i m a n, *Sp. parryana* T o u l a, *Sp. fasciger* Ke y s.

Кунгурский ярус

Усинская серия — мощная толща терригенных угленосных осадков. Она хорошо развита по правым притокам р. Коротаихи — Янгарею, Хей-яха и Нямдо-ю, где ее мощность превышает 1000 м. В этой толще встречаются многочисленные растительные остатки: *Paracalamites*

decoratus Z a l., *Pecopteris kojimensis* Z a l., *P. comiana* Z a l., *P. borealis* Z a l., *Cardioneura vorkutensis* Z a l., *Paichoa tschernovi* Z a l., *Pecopteris anthriscifolia* Goep p. Z a l.

Как и в основной части Печорского бассейна, усинская серия хорошо подразделяется здесь на две свиты: воркутскую и интинскую.

Воркутская свита — толща перемежающихся морских и континентальных осадков. Сложена переслаивающимися темно-серыми песчаниками и алевролитами-аргиллитами, образующими в нижней части разреза мощные, а сверху менее мощные пачки. Морские слои содержат остатки брахиопод и пелеципод, континентальные — фауну антракозита, растительные остатки и угольные прослои. Имеется 1—2 угольных пласта рабочей мощности (более 0,6 м). Мощность свиты 400—600 м.

Интинская свита морской фауны не содержит и рассматривается как континентальная. Представляет более или менее равномерное и многократное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих многочисленные растительные остатки, пресноводную фауну, конкреционные образования и угольные пласты. Данная свита является основной углесодержащей свитой района. В ней известно 5—8 угольных пластов промышленного значения; по марочному составу, угли относятся к тощим. Мощность свиты 300—400 м.

Нижняя пермь широко развита на северо-восточном склоне Пай-Хоя. Разрез ее хорошо обнажен здесь в полосе, вытянутой на 200 км вдоль Карского побережья. Лучшие разрезы находятся на реках Талате, Лиур-яха, Табь-ю, Саа-яха и др., в западных районах Пай-Хоя. В восточной его части (восточнее Карской губы) пермские отложения выражены в существенно отличных фациях. А. В. Хабаков (1937) выделил верхнепалеозойскую толщу, развитую в этой восточной части Пай-Хоя, под названием карской серии, возраст которой он определил как средний карбон — нижняя пермь.

Предположительно к юнъягинской серии О. Л. Эйнором здесь были отнесены следующие три свиты, описанные по рекам Лиур-яха и Табь-ю (западная часть Северо-Восточного Пай-Хоя).

1. Свита немых песчаников и сланцев P_1^a — монотонные темные тонкозернистые песчаники, постепенно переходящие в алевролиты. Подчиненную роль играют плотные толстослоистые среднезернистые песчаники. Мощность не менее 600 м.

2. Сааягинская свита P_1^b — серые мелкозернистые песчаники. Имеются также алевролиты и аргиллиты, но они играют резко подчиненную роль. Встречаются прослои глинистого известняка и мелкогалечного конгломерата. В песчаниках встречаются местами фауну брахиопод, пелеципод и гастропод. Среди брахиопод, в частности, определены (Эйно, 1946): *Productus borealis* Haugh. var. *granulifera* T o u l a., *Pr. mammatiformis* F r e d., *Pseudosyrinx kulikiana* F r e d., *Spirifer subfasciger* L i c h., *Spiriferella saranae* V e r n. и др. Мощность не менее 500 м.

3. Нижняя переходная свита $P_1^c^*$ — разнообразные серые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Имеется несколько прослоев угля. Во многих песчаниках встречена морская фауна, главным образом брахиоподы: *Productus borealis* var. *granulifera* T o u l a., *Pr. arcticus* W h i t f., *Spiriferella saranae* V e r n.

Предположительно к усинской серии (к кунгуре) относят две вышележащие свиты: угленосную и верхнюю переходную.

* Вероятно, эта свита хотя бы частично относится уже к усинской серии (А. Ротай).

Угленосная свита $P_1^k a$ литологически близка к нижней переходной свите. Пласты и прослои угля довольно многочисленны, но рабочей мощности достигают лишь два пласта. По марочному составу угли относятся к полуантрацитам и антрацитам.

В песчаниках встречаются зерна глауконита и обломки эффузивов. Много растительных остатков. В нижней и верхней глауконитовых свитах встречаются редкие остатки морской фауны того же состава, что и в нижней переходной свите. Мощность 860 м.

Верхняя переходная свита $P_1^k b$ в основном сложена плотными слоистыми песчаниками, а в нижней части близка литологически к нижележащей свите. В нижней части свиты имеются многочисленные прослои с брахиоподами. Состав фауны близок к нижней переходной свите. Указывается, однако, и несколько новых видов: *Productus porrectus* Kut., *Spirifer* cf. *stuckenbergi* Kut.

Прослои угля редки. Мощность не менее 900 м. Выше следует небольшая континентальная (?) толща (200 м) песчаников и алевролитов, относимая уже к верхней перми.

По данным В. И. Устрицкого (1954 г.), разрез северо-восточного склона Пай-Хоя тождествен юго-западному и может быть расчленен подобно последнему. Им выделяются здесь, как это сделано для юго-западного склона, гусиная, бельковская и талатинская свиты. Вышележащая часть разреза, соответствующая воркутской и интинской свитам, им не расчленена.

Приведенные выше подразделения схемы О. Л. Эйнора В. И. Устрицкий сопоставляет с этими свитами следующим образом: нижняя свита соответствует гусиной и бельковской свитам; сааягинская является аналогом нижней части талатинской свиты; нижняя и верхняя переходные свиты представляют одну и ту же свиту, соответствующую верхам талатинской и низам воркутской свиты; обе угленосные свиты также являются повторением одна другой и отвечают воркутской свите.

Возраст выделенных подразделений оценивается В. И. Устрицким иначе, чем предшествующими исследователями. Гусиная свита вместе с мергелистым горизонтом (с которым она связана постепенным переходом) отнесена им к сакмарскому ярусу, бельковская и нижняя часть талатинской свиты (два из четырех комплексов, выделенных в составе последней по фауне) на основании фауны аммоноидей, брахиопод и мшанок — к артинскому ярусу, а остальная, верхняя часть разреза — предположительно к кунгурскому ярусу.

Предгорный район бассейна р. Лемвы

Этот предгорный район западного склона Урала охватывает бассейн левых притоков р. Усы: Лемвы, Кечь-Пеля и Ельца.

Он вытянут в виде узкой и длинной полосы (около 175 км) от верхнего течения р. Лемвы на юге до р. Ельца на севере и протягивается далее на северо-восток к р. Соби, достигая центральной части Уральского хребта.

Полоса эта располагается к востоку от основной угленосной площади Печорского бассейна. Развитые здесь палеозойские толщи весьма своеобразны и выделены К. Г. Войновским-Кригером под названием лемвинского комплекса.

Входящие в состав этого комплекса пермские отложения представлены здесь, по мнению К. Г. Войновского-Кригера в совершенно своеобразной неугленосной фации; он выделил их под названием кечь-пельской свиты.

Кечь-пельская свита состоит из темных и стально-серых, многократно и часто переслаивающихся полимиктовых песчаников и глинистых сланцев.

Незначительную роль играют прослой известняка и доломита, опоквидных и кремнистых пород. Песчаники крепкие, тонкозернистые, иногда кварцитовидные, часто известковистые. Нередко с растительным детритом на плоскостях наслоения, а известняки образуют пачки мощностью до 40 м (на востоке). Угли отсутствуют. Встречаются черные углистые и плотные кремнистые алевролиты.

Слоистость тонкая, горизонтальная, иногда идеально правильная. Волноприбойные знаки редки.

В алевролитах встречены радиолярии. Определимые обрывки флоры очень редки. Е. Ф. Чиркова определила *Calamites* sp., *Neeggeratiopsis* sp., семья *Samaropsis* sp. n. (Tscherk.).

Мощность кечь-пельской свиты не определена, но значительно превышает 650 м. Кечь-пельскую свиту подстилает воргашорская свита, относимая к карбону.

Кечь-пельская свита представляет только нижнюю часть нижней перми, соответствующую косьинской и чернореченской свитам Печорского бассейна. Состав и все особенности кечь-пельской свиты совершенно такие же, как и двух указанных свит в соседнем к югу Кожимо-Интинском районе Печорского бассейна.

Область верхнего и среднего течения р. Печоры

Развитые в области верхней Печоры и в бассейне рек Уньи и Илыча отложения сакмарского (?) яруса рассмотрены выше. Артинские отложения выступают здесь на поверхность значительно реже, чем в более северных районах.

Общая мощность нижнепермских отложений достигает примерно 1000 м.

Лучшие обнажения наблюдаются на р. Илыче.

Сводный схематический разрез нижней перми таков (снизу вверх):

Сакмарский ярус. Красные мергелистые известняки с мелкими одиночными кораллами (выступают выше устья р. Исперед). Мощность неясна.

Артинский ярус. Переслаивающаяся толща серых песчаников и глинистых сланцев (алевролитов). Песчаники преобладают. Хорошо обнажена ниже р. Исперед в скалах Кирпич-Кырты . . . не менее 200 м

Грубозернистые песчаники и мелкогалечные конгломераты. Галька преимущественно кремневая . . . 350 „

Толща песчаников от грубых до тонкозернистых, частью сланцеватых. Изредка встречаются остатки аммонитов плохой сохранности . . . не менее 300 „

Интересно, что в составе песчаников и конгломератов почти не наблюдается ни кварца, ни кристаллических пород. Зерна песчаников и галька конгломератов в основном кремневые. Это указывает на то, что артинская толща р. Илыча образовалась преимущественно за счет разрушения девонских и каменноугольных осадков.

В артинских песчаниках Див-ю-дин-кырты и на р. Илыче содержится небольшое количество туфогенного материала.

Заслуживает внимания выход артинских отложений в верховьях р. Печоры, у «Каменного бора». В выступающих здесь глинистых сланцах с подчиненными им песчаниками встречаются известковые конкреции, содержащие остатки аммонитов и некоторой другой фауны. А. А. Черновым отсюда определены: *Parapronorites permicus* Tschern., *Medlicottia arbignyi* Verh., *Paragastrioceras jossae* Verh.,

P. fedorovi Кагр. (много), которые, по его мнению, свидетельствуют о принадлежности этой толщи к верхней части артинского яруса (вероятно, чернореченская свита).

К артинскому и сакмарскому ярусам следует относить и некоторые горизонты известняков, относившихся ранее предположительно к верхнему карбону. Они расположены главным образом к востоку от полосы развития терригенных артинских осадков.

Так, кристаллические мшанково-брахиоподовые известняки, выступающие на р. Печоре между реками Кадровской и Шайтановкой, по определениям М. И. Шульги-Нестеренко, содержат: *Fenestella microfenestra* Sch.-Nest. и *F. pulcherrima* Sch.-Nest., свойственные мшанково-брахиоподовым рифовым известнякам Чусовских Городков и, таким образом, относятся к довольно высоким горизонтам артинского яруса. Аналогичные мшанковые известняки выступают и по р. Большой Шайтановке. Осадки **кунгурского яруса** (усинской серии) сходны с артинскими и литологически, и палеонтологически и отчленяются от последних лишь условно. В отличие от Печорского бассейна они совершенно не содержат углей. Представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Местами изредка появляются и небольшие конгломераты. Возможно присутствие гипса и каменной соли.

На р. Илыче в основании кунгура на указанной выше толще артинских осадков залегает мощный (10 м) конгломерат (с. Сарь-ю-дин), сложенный плохо сортированной галькой преимущественно из кремней и песчаников нижнекарбонového и среднедевонского типа.

Выше залегает многократно переслаивающаяся толща терригенных пород, в которой местами встречается мелкий растительный детрит.

Возможно, что к югу от р. Илыча, в районе самой р. Печоры, в составе осадков кунгурского яруса появляются гипс и даже каменная соль, как это предполагал в свое время А. А. Чернов.

О вероятном наличии их здесь можно предполагать по выходам соляных и сероводородных ключей в долине р. Патраковки (левый приток р. Печоры).

В области Средней Печоры в бассейне правых ее притоков — рек Шугора, Подчерема и Вуктыла — нижнепермские осадки распространены очень широко. Они слагают здесь несколько меридиональных полос и выражены как в терригенной, так и в карбонатной фации. Нижняя пермь залегает трансгрессивно на разных горизонтах карбона. Нижняя часть нижней перми сложена мощной толщей органогенных известняков, которые раньше относились к верхнему карбону.

Обычно средний и верхний карбон отсутствует, и нижняя пермь залегает прямо на размытой поверхности нижнего карбона, как это имеет место по всему левобережью р. Печоры и отчасти по ее правому берегу.

Сакмарский ярус представлен известняками, а местами, возможно, размыт. Достаточных палеонтологических данных для отделения его от верхнего карбона (где развит последний) и от артинского яруса в настоящее время еще не имеется. Поэтому многое здесь остается еще неясным, и вероятные аналоги сакмарского яруса пока не всегда отделены еще от верхнего карбона.

Д. М. Раузер-Черноусова предположительно считает, что к нижней части сакмарского яруса относятся известняки р. Подчерема со *Schwagerina anderssoni* Schellw., *Fusulina pulchra* Ra. u. s. et Belj.

В «средних воротах» р. Шугора к сакмарскому ярусу могут принадлежать чистые светлые известняки, подстилающие известняково-терригенную толщу с гониатитами и кораллами.

Отложения **артинского яруса**, как правило, залегают на размытой поверхности нижнего, среднего и верхнего карбона. Местами их подстилают нормально (без перерыва) известняки сакмарского яруса.

В нижней части отложения артинского яруса представлены известняками, в верхней — терригенными песчано-глинистыми породами (серые полимиктовые песчаники и алевролиты) с редкими прослоями известняка.

Общая мощность одними определяется в 600 и более метров (А. А. Чернов и др.), другими — в 100 м (К. Г. Войновский-Кригер).

Фауна довольно богатая. Имеются брахиоподы, мшанки, фораминиферы, одиночные кораллы и др.

Д. М. Паузер-Черноусовой определены: *Schwagerina borealis* Raus., *Schw. tschernyschewi* Schellw., *Fusulinella pulchra* Raus u Belj., *Parafusulina* aff. *lutugini* Schellw.; М. И. Шульгой-Нестеренко: *Fenestella tschernovi* Sch.-Nest., *F. basleoensis* Sch.-Nest. Basl., *F. angustataeformis* Sch.-Nest., *F. reteporinaeformis* Sch.-Nest., *F. nikiforovae* Sch.-Nest., *F. retiformis* Schloth., *F. biarmica* Sch.-Nest., *Goniocladia tenuis* Sch.-Nest. и др.

В составе артинского яруса М. И. Шульга-Нестеренко различает по мшанкам два горизонта — P_1^1a и P_1^2b .

Кунгурский ярус (усинская серия) представлена переслаивающейся толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями известняков и конгломератов. Окраска пород темно-серая и зеленовато-серая.

Среди известняков встречаются оолитовые известняки и песчано-глинистые ракушники, переполненные обычно раковинами одного-двух видов брахиопод и мшанок (*Chonetes*, *Linoproductus*, *Fenestella*).

Встречается довольно разнообразная морская фауна. Преобладают брахиоподы и мшанки: *Fenestella retiformis* Schloth., *F. laevis* Sch.-Nest., *Polypora transiensis* W. et W., *Chonetes minima*, *Ch. sinuata* Krot., *Productus mammatus* Keys., *Pr. tundrae* Fred., *Pr. timanicus* Tschern., *Spiriferella saranae* Verp. и др.

Мощность, по К. Г. Войновскому-Кригеру, 300 м, по А. А. Чернову, — не менее 450 м.

Гряда Чернышева

Нижнепермские, как и все верхнепалеозойские отложения гряды Чернышева, обнажены и изучены плохо. Не только общие свиты, выделенные для бассейна Печоры, но и серии (юньягинская и усинская) с уверенностью здесь еще не выделены.

Бассейн р. Сыни. На юге, в бассейне р. Большой Сыни, разрез P_1 , по данным А. А. Чернова и Е. В. Воиновой (1935, 1936 гг.), в общих чертах таков (снизу вверх).

1. С перерывом на размытой поверхности верхневизейских и нижнеямюрских известняков с *Productus (Striatifera) striatus* Fisch., как и на р. Кожиме, залегают примерно 200-метровая толща известняков с мшанками, брахиоподами и фораминиферами: *Fenestella foraminosa* Eichw., *Rhombopora uralica* Stuck., *Ptiloporella varicosa* M' Coy, *Productus (Dictyoclostus) gruenewaldti* Krot., *Pr. (Dict.) uralicus* Tschern., *Marginifera typica* Wag., *Spiriferella salteri* Tschern.

Это, несомненно, сакмарский ярус, и только низы этой известняковой толщи относятся, возможно, еще к гжельскому ярусу верхнего карбона. Известняки слоистые, светло- и темно-серые, отчасти кремнистые, вверху с массой мшанок и криноидей.

С вышележащей толщей, относящейся уже к артинскому ярусу, они связаны постепенным переходом.

Выше залегает свита «мартюшевых», сложенная однородными темно-серыми песчанистыми известняками, переслаивающимися с темно-серыми алевролитами. В известняках и некоторых алевролитах масса брахиопод, мшанок, а местами и однообразных гониатитов: *Fenestella foraminosa* Eichw., *Goniocladia* sp., *Rhombopora uralica* Stuck., *Ptiloporella varicosa* М'С оу, *Productus tartaricus* Tschern., *Pr. artiensis* Tschern., *Pr. mammatus* Keys., *Chonetes sinuata* Krot., *Paragastrioceras suessi* Кагр.

Мощность точно не определена, вероятно, около 500 м. Стратиграфически отвечает, видимо, косынской свите артинского яруса.

Далее вверх следует свита «кос-сус», представленная сверху преимущественно средне- и грубозернистыми зелеными и зеленовато-серыми песчаниками, а в нижней части — переслаивающейся толщей темно-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов и темных песчанистых известняков. В нижней части — остатки брахиопод и мшанок.

Вся толща содержит растительные отпечатки и углистые включения, количество которых кверху все более возрастает.

Общая мощность свиты 1070 м. Из них нижние 830 м представлены в основном морскими фациями с остатками брахиопод и другой морской фауны, а верхние 240 м морской фауны, видимо, не содержат и скорее всего являются аналогом континентальной интинской свиты (нижней ее части).

Важно отметить, что нижняя часть свиты «кос-сус» мощностью 410 м является безугольной (прослоев угля нет), в то время как в верхних ее 660 м встречаются редкие тонкие углистые прослои.

Указанные сочетания морских и континентальных угленосных фаций позволяют считать, что нижняя часть (410 м) свиты «кос-сус» отвечает верхней части юньягинской серии (чернореченская — кожимская свиты); средняя часть мощностью 420 м — воркутской свите, а верхние 240 м — нижней части интинской свиты.

Выше свиты «кос-сус» располагается терригенная «угленосная толща», причудливо смятая в дисгармоничные складки. Характерным для нее является:

1) однообразный комплекс мелкозернистых плотных голубовато-серых песчаников и алевролитов с бурой корой выветривания и обильной флорой верхнепермского типа;

2) наличие угольных прослоев и пластов до 2 м мощности;

3) наличие в верхней части прослоев раковинного известняка, переполненного довольно крупными антракозидами. М. Д. Залесским отсюда определены: *Phylladoderma arberi* Zal., *Noeggeratiopsis synensis* Zal., *Pecopteris synica* Zal., *Callipteris adzwensis* Zal. (в верхней части свиты) и др.

Мощность угленосной толщи превышает 2100 м. Большая ее часть относится уже к печорской серии, т. е. к верхней перми. Исключение представляют нижние 200—300 м, которые относятся, вероятно, еще к интинской свите.

Выше залегает пестроцветная континентальная песчано-конгломератовая угленосная толща, для которой характерно также наличие красноватых и желто-бурых аргиллитов и алевролитов.

Бассейн рек Заостренной и Шарью. Севернее, в бассейне рек Заостренной и Шарью (левобережные притоки р. Усы), разрез Р₁ представлен несколько иначе, но изучен весьма схематично.

Пермские и каменноугольные отложения слагают здесь крупную Шарью-Заостренскую синклираль. Она охватывает значительную терри-

торию левобережья р. Усы и, видимо, продолжается к югу от р. Шарью, на р. Таблека-ю.

В ядре Шарью-Заостренной синклинали выступают отложения усинской и печорской серий, а на крыльях — юньягинской серии, сакмарского яруса и различных горизонтов карбона от C_3 до C_1 включительно.

Кроме Шарью-Заостренной синклинали, пермские отложения обнажены еще в «восточной полосе» гряды Чернышева, которая пересечена верховьями небольших левых притоков р. Косью-Неча, Большой Сарюги и Кын-ю.

Отложения, относящиеся к сакмарскому ярусу, представлены светлыми известняками с богатой, но еще плохо изученной фауной.

По данным О. Л. Эйнора (1946 г.), их мощность достигает 200—250 м. Следует, однако, отметить, что сам О. Л. Эйно́р относит к сакмарскому ярусу лишь нижнюю половину этой известняковой толщи, отвечающую собственно швагериновому горизонту (горизонт со *Schwagerina princeps* Moell.), а верхнюю половину (собственно сакмарский подъярус Руженцева) мощностью 120—140 м выделяет под названием шарьинской свиты.

О. Л. Эйно́р не считает сакмарскими также самые нижние 40—50 м этой известняковой толщи в разрезах р. Шарью (со *Spiriferella gjellensis* Stør.) и относит их к верхнему карбону.

Известняки сакмарского яруса залегают здесь с разрывом прямо на нижнекаменноугольных известняках с *Productus (Striatifera) striatus* Fisch. (верхи визе—низы намюра), а местами на известняках московского яруса.

В верхней части они, видимо, переслаиваются с терригенными породами.

Фауна богатая. Преобладают брахиоподы, среди которых О. Л. Эйно́ром в шарьинской свите определены: *Productus (Waagenoconcha) irginae* Stuck., *Pr. (Buxtonia) porrectus* Kut., *Spiriferella saranae* Verh. var. *wimani* Grab., *Pseudosyrinx kulikianus* Fred., *Marginifera septentrionalis* Tschern., *Spirifer moosakheilensis* Dav.

Приведенный список показывает, что шарьинская свита моложе «кожим-торовейской» свиты (верхняя часть известняковой толщи, выступающей на р. Кожим). В кожимском разрезе ей могут соответствовать отчасти низы косьинской свиты, но скорее она здесь отсутствует, будучи обрезана сбросом.

Выше шарьинской свиты залегают заостренная свита О. Л. Эйно́ра, соответствующая подугленосной свите В. В. Копериной. Она представлена уже обычными для нижней перми Печорского бассейна терригенными осадками: темно-серыми алевролитами, песчаниками и аргиллитами, очень похожими на соответствующие породы косьинской свиты.

В. В. Коперина (1931) определила мощность шарьинской свиты в 740 м. О. Э. Эйно́р считает, что она не превышает 300 (и не меньше 175 м), но в то же время указывает, что по руч. Пермскому она превосходит 500 м. Н. Н. Тихонович определяет ее в 720 м для восточного крыла синклинали и 650 м — для западного.

Выше следует сыннинская свита, соответствующая «угленосной» свите В. В. Копериной.

Это мощная толща переслаивающихся темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями и пластами угля. Фауны, кроме мелких пелеципод, не встречено.

Мощность сыннинской угленосной свиты разными исследователями определяется различно — от 500 до 1500 м. Наиболее вероятны цифры Н. Н. Тихоновича — 650—720 м.

В составе сынинской свиты вскрыто и разведано 12 угольных пластов. Все пласты сложные, зольные, часто очень мощные (пласт IV — 10—12 м, пласт V — 10 м, пласт X — 7 м).

Корреляция сынинской и заостренской свит с общепринятыми для Печорского бассейна подразделениями P_1 затруднительна. О. Л. Эйно́р и др. считают, что заостренская свита отвечает юньягинской серии, а сынинская — усинской, но это едва ли справедливо.

По комплексу своих литолого-фациальных особенностей, в частности по характеру угленосности, мощности и строению угольных пластов, а также по растительным остаткам, сынинская свита значительно больше похожа на печорскую серию, а заостренская — на усинскую, о чем свидетельствуют также наличие прослоев угля в заостренской свите и полное отсутствие морской фауны в сынинской свите.

Выше следует терригенная толща, относимая уже к верхней перми.

Река Адзьва. Выходы угленосных отложений перми начинаются в 134 км от устья р. Адзьвы и протягиваются на 16 км вверх по реке.

Центральная часть этого района сложена континентальными песчано-глинистыми осадками с многочисленными прослоями и пластами угля.

Фауны, кроме мелких пресноводных пелеципод, эта толща не содержит, но в ней встречаются многочисленные остатки довольно разнообразной флоры, описанной по старым сборам М. Д. Залесским и отнесенной им к верхней перми.

Континентальная угленосная толща полого падает на запад-северо-запад. К востоку от нее выступает узкая полоса подстилающих ее морских терригенных осадков нижней перми. Континентальная и морская толщи имеют одинаковое простирание и залегают вместе, по мнению А. А. Чернова (1929—1932), в форме грабена, который на востоке прикрыт ледниковыми отложениями, а на западе ограничен по сбросу выходом базальта.

К западу от полосы базальтов вновь выступает сначала морская толща P_1 с фауной и с пластами угля (обнажение западнее горы Тальбей), видимая мощность которой достигает 150 м, а через 400 м выше по реке — еще одно обнажение, в котором выступает 100-метровая толща пестроцветных (карминовых, с прослоями зеленых) сланцеватых аргиллитов, с редкими прослоями серого песчаника. В толще аргиллитов имеется также три небольших слоя (0,20; 0,30 и 1,5 м) своеобразного разрушенного конгломерата, галька которого превращена в халцедон.

В гальке часто заметна органическая структура. Это преимущественно губки, также одиночные кораллы и др.

По мнению А. А. Чернова (1932), «метаморфизацию гальки в данном случае естественно связать с горячими восходящими водами».

Элементы залегания пород в одном из обнажений СЗ 285°, $\angle 70—90^\circ$, в другом — СЗ 295°, $\angle 40—55^\circ$.

А. А. Чернов считает толщу первого обнажения более древней, чем второго и помещает ее в основание усинской серии, но едва ли это верно.

Пестроцветные породы вообще не свойственны нижней перми ближайших районов, а в бассейнах рек Сыни, Средней Печоры и в других местах они имеют широкое развитие и даже выделяются там в особую свиту. Одними геологами они относятся к верхней перми, другими — к триасу.

Надо полагать, что эти отложения триаса или верхней перми граничат с породами второго обнажения по тектоническому контакту.

На основе анализа имеющихся материалов А. А. Чернова (1929, 1932), О. Л. Эйнора (1945) и др., разрез P_1 по р. Адзье и его корреляция с основными подразделениями Печорского бассейна представляется в следующем виде (снизу вверх).

Усинская серия

1. Воркутская свита

Морская толща серых переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с четырьмя пластами угля (обн. 24 к западу от полосы базальтов), с *Lioclema nechoroschevi* Sch. — Nest., *Fenestella retiformis* Schloth., *Polypora eximia*, *Productus (Linoproductus) cancriniformis* Tschern., Pr. (*Waagenoconcha*) *humboldtii* Tschern. и др.

150 м

Толща с *Zeacrinus polaris* Jak. Переслаивание алевролитов (51%) и песчаников (31%) с резко подчиненными аргиллитами (3%) и известняками (1,7%). Угольные прослои отсутствуют. В некоторых слоях масса фауны — брахиопод, пелеципод, мшанок, криноидей: *Zeacrinus polaris* Jak. (*Tundracrinus polaris* Jak.), *Polypora nodosula* Netsch., *P. ellipticopora* Netsch., *P. hexagona* Netsch., *P. biarmica* Keys., *Fenestella laevis* Eichw., *F. microfenestra* Sch. — Nest., *Productus (Linoproductus?) kuliki* Fred., Pr. (*Horridonia*) *borealis* Haugh., Pr. (*Horridonia?*) *timanicus* Stuck., Pr. (*Waagenoconcha*) *irginae* Stuck., *Spirifera fasciger* Keys., *Spiriferella saranae* Vern. и др.

100 ..

Вместе с предыдущей толщей отвечает, видимо, верхней подсвите воркутской свиты (пакеты М и N Воркуты). О. Л. Эйно́р сопоставляет толщу с *Zeacrinus polaris* с нижней подсвитой воркутской свиты (пакеты О, Р, R).

2. Интинская свита

Бурундукская толща, по О. Л. Эйно́ру (свита VI А. А. Чернова), переслаивание серых алевролитов (31%), аргиллитов (20%), песчаников (13%), углей (7%) и известняков (0,8%). Перерывы в обнажениях составляют 27% общей мощности. Имеются карбонатные и сидеритовые конкреции, а также растительные остатки. Фауна очень редка: мелкие пелециподы (пресноводные?), *Lingula* и единичные обломки мшанок. Отвечает, видимо, нижней части интинской свиты (по Эйно́ру, это пакеты L, M, N, т. е. в основном верхняя подсвита воркутской свиты). Пласт угля 13, залегающий в основании этой толщи, видимо, соответствует пласту VII Кожима и L₁ Воркуты.

100 м

Толща со стволами (свита V А. А. Чернова). В нижней половине преобладают алевролиты, верхняя — почти полностью сложена песчаниками. Окраска серая. Характерно наличие крупно- и грубозернистых песчаников с линзочками и гальками аргиллита, а также обилие окаменелых стволов деревьев, среди которых М. Ф. Нейбург определены *Noeggeratiopsis derzawini* Zal., *Pecopteris* (Neub), а М. Д. Залесским — *Dadoxylon zuravskii* Zal. *D. kulikii* Zal. Рабочие пласты угля отсутствуют.

250 ..

Вышележащая тошкоская толща О. Л. Эйно́ра (свита IV А. А. Чернова) в основном относится, видимо, уже к печорской серии (P_2), но нижняя ее часть может принадлежать еще и интинской свите.

История геологического развития и некоторые общие закономерности

Конец карбона — начало перми — время существенных изменений геотектонического режима, палеогеографии и всей геологической обстановки в Печорском бассейне.

Особенно крупные изменения физико-географических условий произошли здесь в конце сакмарского — начале артинского века. Причиной послужили интенсивные тектонические движения, особенно поднятия в пределах смежного Урала.

¹ Мшанки определены М. И. Шульгой-Нестеренко, брахиоподы — Г. Н. Фредериксом и О. Л. Эйно́ром.

На востоке, в пределах современного Урала, появились обширные гористые массивы суши, т. е. новые области разрушения и сноса, послужившие источником огромной массы терригенного материала.

Последний сносился на запад в обмелевшее «Печорское море», и вместо карбонатных осадков, которые отлагались здесь ранее (гжельский и сакмарский века), здесь началось накопление мощных песчано-глинистых толщ.

Этот естественный исторический рубеж, хорошо выраженный в разрезе развитых здесь верхнепалеозойских отложений, легко прослеживается почти по всему Печорскому бассейну.

Однако указанное явление не является, конечно, ни всеобщим, ни единовременным для всей рассматриваемой области. На крайнем юге, в бассейне Средней и Верхней Печоры, оно значительно запаздывает, а в западных и юго-западных районах вообще плохо выражено.

В течение артинского и кунгурского времени большая восточная часть Печорского бассейна входит в состав Предуралья передового прогиба. Общая линия его развития в это время заключается в постепенной регрессии и последовательном замещении чисто морских артинских осадков сначала смешанными, а затем чисто континентальными и угленосными осадками кунгура.

Поднятия и эрозия в смежных областях Урала еще более усиливаются в верхней перми, в связи с чем в Печорском бассейне в это время идет накопление мощных существенно конгломератовых континентальных угленосных толщ.

Покинув пределы передового прогиба в верхнем кунгуре, море не возвращалось сюда вплоть до юры или мела.

Пермские отложения Печорского бассейна подверглись складчатости в конце триаса.

Для перми Печорского бассейна установлен ряд закономерностей в отношении состава и мощности осадков, размещения фаций на площади бассейна, угленосности и т. д.

Фациальный состав пермских отложений и общие закономерности литогенеза выдерживаются для всей восточной (обнаженной) половины Печорского бассейна примерно от р. Кожима на юге до Пай-Хоя на севере.

Артинский ярус представлен здесь морскими терригенными осадками без углей и конгломератов, кунгурский — терригенными угленосными осадками, морскими внизу, существенно континентальными вверху; верхняя пермь — континентальной угленосной толщей мощных конгломератов и алевролитов-аргиллитов.

Начиная с р. Кожима, далее на юг идет постепенное замещение подугленосной терригенной толщи (юньягинская серия) известняками. Это замещение происходит постепенно и последовательно. Начиная с основания артинского яруса, при движении к югу оно захватывает все более и более высокие горизонты, так что в районе Средней Печоры он сложен уже почти целиком известняками.

В том же направлении и в соответствии с фациями значительно уменьшаются и мощности осадков.

Закономерности фациального изменения угленосной толщи P_1 (кунгурский ярус) в основном сводятся к следующему.

1. Зона оптимальных условий угленакопления и максимальной угленасыщенности находится на севере Печорского бассейна в районе р. Хальмерью (бассейн р. Силовой). Здесь процесс угленакопления (пласты и прослой угля) был и наиболее длительным, так как угленакопление началось раньше (в более низких горизонтах), чем в других частях Печорского бассейна (в кожимской свите).

2. К югу угленасыщенность постепенно уменьшается как за счет частичного уменьшения мощности и выклинивания угольных пластов внутри угленосной толщи, так и в особенности путем последовательного и постепенного замещения снизу вверх угленосных фаций безугольными.

3. Основным продуктивным горизонтом Воркуты является верхняя треть воркутской свиты; севернее, в бассейне р. Хальмерью, рабочие пласты есть и в нижележащих ее горизонтах; к югу от Воркуты (вернее, от Елецкого месторождения), наоборот, выклиниваются постепенно и нижние пласты воркутской свиты, так что на Инте воркутская свита становится уже непродуктивной. От р. Инты до р. Кожима (45 км) характер угленосности воркутской свиты в общем сохраняется, а южнее Кожима продолжается дальнейшее выклинивание углей, и километров через 30—50 они исчезают почти полностью.

4. Интинская свита является продуктивной и, в общем, сохраняет свой состав и строение от Крайнего Севера до р. Кожима включительно. Мощности угольных пластов к югу от Инты начинают постепенно уменьшаться, и километрах в 20 южнее Кожима в интинской свите остается лишь небольшое количество мелких угольных прослоев.

Таким образом, примерно в верховье р. Косью или несколько южнее происходит полное замещение угленосной фации кунгура безугольной терригенной фацией, которая еще далее к югу частично замещается карбонатными, а также пестроцветными и красноцветными терригенными породами.

В районе Средней Печоры отложения, соответствующие воркутской и интинской свитам, представлены в основном морской, наполовину карбонатной и отчасти красноцветной безугольной толщей.

Одновременно с указанными изменениями фаций с севера на юг к югу от верховьев р. Косью происходит быстрое уменьшение мощности нижней перми.

Верхняя пермь в обнаженной части бассейна представлена однотипной континентальной толщей от северных границ бассейна до верхнего течения р. Косью включительно. На всей этой площади она характеризуется большой мощностью (более 3000 м), широким развитием мощных конгломератов и высокой угленасыщенностью.

Угольные пласты P_2 отличаются большой мощностью (до 10—12 м), сложным строением и высокой зольностью.

К югу от верхнего течения р. Косью, на отрезке между последней и Средней Печорой, P_2 претерпевает следующие фациальные изменения:

а) большинство угольных пластов выклиниваются, остальные сильно снижают свою мощность;

б) появляются и получают широкое развитие красноцветные и пестроцветные породы;

с) почти полностью выклиниваются конгломераты;

д) примерно вдвое уменьшается мощность P_2 .

Примерно такие же изменения, как с севера на юг, должны происходить с востока на запад, от Урала к Тиману, о чем свидетельствуют разрезы тиманской и притиманской перми.

В этом направлении:

а) угленосные фации постепенно и последовательно (снизу вверх) замещаются неугленосными;

в) грубозернистые породы сменяются мелко- и тонкозернистыми, преимущественно глинистыми и известково-глинистыми, в частности совершенно исчезают конгломераты;

с) широкое развитие получают красноцветные породы, проявляющиеся впервые уже в гряде Чернышева;

д) терригенная толща P_1 почти нацело замещается известняками, причем замещение начинается с основания P_1 в районе гряды Чернышева и далее к западу захватывает все более и более высокие горизонты;

е) резко уменьшаются мощности.

Провести точную географическую демаркационную линию указанных фациальных изменений невозможно не только потому, что они происходят на закрытых площадях бассейна, но и потому, что они совершаются постепенно, одновременно и в разных местах, с разной скоростью.

В схеме, однако, можно полагать, что «восточнопечорская» угленосная фация сменяется «западнопечорской» неугленосной фацией примерно посередине между грядой Чернышева и Тиманом, причем раньше всего замещаются наиболее низкие горизонты перми, позднее всего (т. е. ближе к Тиману) — наиболее высокие ее горизонты.

Нижняя пермь отличается значительно более спокойными условиями осадконакопления и, в частности, угленакопления, чем верхняя, и поэтому, например, угольные пласты P_1 являются более чистыми, более постоянными и более простыми, чем пласты P_2 .

Верхнепермские отложения отличаются чрезвычайно сильной и быстрой изменчивостью, в том числе и угольные пласты, которые обычно имеют весьма сложное и непостоянное строение.

Повсеместно в Печорском бассейне отчетливо выражено закономерное ухудшение качества углей снизу вверх по разрезу угленосной толщи, при одновременном увеличении их мощности.

В связи с этим можно ожидать, что и на закрытых площадях бассейна пласты воркутской свиты будут иметь относительно небольшую мощность, простое строение, невысокую зольность и более высокую степень метаморфизации, чем учли P_2 , а последние будут иметь сложное и очень сложное строение, высокую зольность, как правило, большую мощность и т. д.

Угли, как и другие породы интинской свиты, почти по всем признакам занимают промежуточное положение между таковыми воркутской и паембойской свит.

Мощность определенных стратиграфических интервалов, кроме других причин, меняется в прямой зависимости от состава слагающих их слоев и увеличивается с увеличением зерна последних.

Известные сейчас в Печорском бассейне угольные месторождения представляют собой лишь небольшие изолированные участки, пятна обширнейшей площади почти сплошного развития угленосных отложений бассейна, подавляющая часть которых закрыта мощным четвертичным покровом.

Перспективы угленосности перми улучшаются к северу и востоку как в пределах отдельных угленосных районов, так и бассейна в целом.

Верхний отдел

Печорский угленосный бассейн

До последнего времени в Печорском угленосном бассейне к верхней перми относилась мощная толща континентальных отложений, перекрывающая интинскую свиту нижней перми, характеризующаяся в нижней половине угленосностью продуктивного типа, в верхней же, как правило, лишенная углей и содержащая в своем составе красноцветные породы.

Нижняя угленосная часть этой толщи, по объему близко соответствующая печорскому ярусу А. А. Чернова (1940а) и М. Д. Залесского (1938), в уточненных границах получила от Н. В. Шмелева название паембойской свиты (1942 г., 1944). В стратиграфической схеме перми бассейна р. Печоры, принятой Межведомственным стратиграфическим совещанием в г. Свердловске в 1956 г., она рассматривается как печорская серия.

Перекрывающая последнюю безугольная серия, отвечающая по объему хейягинской свите (схемы А. А. Чернова для Юго-Западного Пай-Хоя, 1936а), названа хейягинской серией. Последняя была отнесена условно к татарскому ярусу, а печорская серия, по комплексу растительных остатков, — к казанскому ярусу. Новейшие данные по фауне и флоре из разрезов хейягинской серии (Н. В. Шмелев, 1950 г., 1955 г.; В. П. Горский, 1956 г.; Л. О. Хайцер, 1958 г.) указывают на ее триасовый возраст. Следовательно, верхний отдел пермской системы ограничивается объемом печорской серии, стратиграфическим аналогом которой является паембойская свита. В этом объеме он и рассматривается в настоящем разделе.

Отложения паембойской свиты в описываемой области развиты довольно широко. Они известны на Юго-Западном Пай-Хое, выступают по обим склонам и в центральной части гряды Чернышева и выделяются по западному склону Полярного и Северного Урала. Лучшие разрезы их имеются по рекам Хей-яха и Силове, в бассейне р. Косью, по р. Адзьве и на Средней Печоре. Значительные площади эти отложения занимают между Уралом и грядой Чернышева и, вероятно, к западу от последней, но здесь они недоступны для исследования из-за мощного покрова четвертичных отложений.

Паембойская свита представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями, по общему облику однотипными с аналогичными породами нижней перми Печорского бассейна. Однако общий разрез описываемых отложений значительно отличается большим содержанием грубообломочных пород — конгломератов и песчаников, отражающих усиление восходящих движений в пределах палео-Урала в верхнепермскую эпоху. В восточных (приуральских) разрезах содержание конгломератов достигает местами 70% от общего состава пород. В западном же направлении от Урала роль конгломератов постепенно уменьшается до полного их выклинивания и замещения песчаниками. В том же направлении наблюдается и постепенное уменьшение размера гальки в конгломератах.

В окраске пород преобладают серые и зеленовато-серые тона. В крайней юго-западной части бассейна (район Средней Печоры) появляются известняки в виде прослоев и желваков, красноцветные глинистые сланцы и глины.

Существенную роль играют в разрезе паембойской свиты угли и конкреционные образования. Последние в виде желваков неправильной формы, караваев и чечевиц приурочены главным образом к нижним ее горизонтам. Угли залегают в виде прослоев и пластов, иногда довольно мощных (до 12 м), но обычно слоистого строения. По своему составу они относятся к гумусовым углям, характеризующимся высокой зольностью — 25—35% и выше, редко более пониженной (для отдельных пластов). По степени метаморфизма среди них развиваются все переходные разновидности от бурых (?) до тощих. Насыщенность разреза углями неравномерная и местами весьма значительная. Так, в разрезе р. Хальмерью (бассейн р. Силовы) известно до 32 пластов мощностью более 0,6 м, в разрезе Юсь-йоля (бассейн р. Косью) — 24 пласта (нижняя часть разреза здесь не вскрыта), в разрезе р. Адзьвы — 13 пластов.

Разрезы по рекам Хей-яха, Воркута (верхнее течение) и Средняя Печора характеризуются весьма пониженной угленосностью.

Отложения паембойской свиты содержат обильную флору часто хорошей сохранности и пресноводную фауну. В комплексе последней преобладают антракозиды, имеются также филлоподы, остракоды и более редко гастроподы. Найдены также отпечатки крыльев насекомых.

Из перечисленных групп монографически изучена лишь флора (М. Д. Залесский и Е. Ф. Чиркова, М. Ф. Нейбург, Х. Р. Домбровская и др.) и частично антракозиды (В. В. Погоревич). Накопившийся за последние два десятилетия обильный материал полностью еще не обработан. Однако уже изученная часть этих материалов показала существенное отличие комплексов ископаемой флоры паембойской свиты от флористического комплекса подстилающих и перекрывающих ее отложений. В составе пресноводной фауны также намечается ряд форм, являющихся специфическими для описываемых отложений.

Паембойская свита северо-восточной части Печорского бассейна, по новейшим данным, характеризуется следующим растительным комплексом (определения М. Ф. Нейбург): *Callipteris adzvensis* Z al., *Pecopteris Schmelevii* Neub (MS), *Syniopteris Nesterenkoi* Z al., *Comia* sp., *Jsiolopteris serrata* Z al., *Phylladoderma Arbery* Z al., *Zamiopteris rossica* Z al., *Rhipidopsis palmata* Z al., *Rhip. ginkgoides* Schmal., *Samaropsis pseudotriguetra* Neub. (MS), *S. Schmelevii* Neub. (MS), *Bardocarpus superus* Neub (MS), *Odontopteris* cf. *biarmiensis* Z al., *Comsopteris adzvensis* Z al., *C. Tchirkovae* Z al., *Annularia* sp., *Paracalamites* sp., *Pecopteris anthriscifolia* (Goepfert) Z al., s. lato, *P. superioris* Neub (MS), *P. Helenaena* Z al., *Noeggerathiopsis synensis* Z al., *N. clericii* Z al., *N. cf. aequalis* Z al., *Lepeophyllum magnum* Neub. (in litt.), *Crassinervia* sp., *Tschernovia* sp., *Samaropsis* cf. *comiana* Z al., *S. serottina* Neub (MS) и др.

Первые 14 форм приведенного списка отсутствуют в подстилающих отложениях воркутской серии, а представители родов *Odontopteris* и *Comsopteris* появляются, по-видимому, лишь в верхах последней.

Для верхнепермских отложений юго-западной части бассейна (разрезы по рекам Печоре, Большой Сыни и Адзьве) известны следующие формы (определения М. Д. Залесского и Е. Ф. Чирковой): *Paracalamites striatus* Schmal., *Psygmyphyllum expansum* Bron., *Callipteris adzvensis* Z al., *C. oranetzensis* Z al., *C. Tatianaeana* Z al., *C. septentrionalis* Z al., *C. ripensis* Z al., *Comsopteris adzvensis* Z al., *C. Tchirkovae* Z al., *Odontopteris adzveana* Z al., *O. biarmiensis* Z al., *Petcheria elongata* Z al., *Petcheropteris splendida* Z al., *Pereborites rarineris* Z al., *Syniopteris Nesterenkoi* Z al., *Cordaites Clerci* Z al., *C. comptus* Z al., *Noeggerathiopsis synensis* Z al., *N. petchorica* Z al., *Phylladoderma Arberi* Z al., *Rhipidopsis laxa* Z al., *Rhip. palmata* Z al., *Rhip. ginkgoides* Schmal., *Ginkgophyllum usevolodi* Z al., *Dicranophyllum synensis* Z al., *Brongniartites latifolius* Z al., *Jsiolopteris serrata* Z al., *Dicroidium adzvaeaanum* Z al., *Tschernovia synensis* Z al., *Samaropsis synica* Z al.

Комплекс пресноводных фаун из отложений паембойской свиты характеризуется наличием следующих форм, отсутствующих в подстилающих эту свиту осадках (определения В. В. Погоревича): *Cancinella burodanica* Pog. (in litt.), *Anthraconauta* ex gr. *pseudophyllipsi* Fed., *A. aff. ilyinskiensis* Fed., *A. pajemboica* Pog. (in litt.), *A. arctica* Pog. (in litt.), *Abiella subovata* Jan.

Кроме того, отмечены представители родов *Najadites*, *Leaia*, *Palaeomutela*, *Palaeonodonta*, а также *Estheria*, еще слабо изученные.

Отложения паембойской свиты печорской серии залегают на подстилающей ее интинской свите нижней перми согласно и связаны с ней

постепенным переходом. Поэтому граница между этими свитами условна и проводится большинством геологов по появлению первых представителей нового комплекса флоры, свойственного печорской серии (*Callipteris*, *Comia* и др.). Верхняя граница паембойской свиты проводится по подошве перекрывающих ее безугольных пестроцветных отложений, относящихся в настоящее время к триасу. В северо-восточной части Печорского бассейна, а также на западе, по р. Адзьве, эта граница прекрасно определяется благодаря наличию в основании триасовых отложений хейягинской серии покрова палеобазальта. Здесь триасовые отложения залегают на перми согласно, местами, возможно, с небольшим размывом. В юго-западной части бассейна, где базальтовый покров неизвестен, граница определяется менее четко и проводится по подошве «пестроцветной толщи» схемы Е. В. Воиновой.

В приведенных границах мощность паембойской свиты, закономерно увеличивающаяся с северо-запада на юго-восток, в направлении к Уралу, составляет 1000—3300 м (рис. 70). Северо-восточная часть Печорского бассейна (район рек Силовы и Хальмерью), расположенная в стыке уральских и пай-хойских складок, характеризуется максимальными мощностями (более 3300 м). Вероятно, близкие к этим мощности развиты и в бассейне р. Косью, где полный разрез печорской серии еще неизвестен.

Верхнепермский возраст паембойской свиты определяется стратиграфическим положением ее между отложениями интинской свиты, охарактеризованными нижнепермской фауной (позвоночные, насекомые и др.)*, с одной стороны, и триасовыми (хейягинская серия) — с другой. Этим определяется и возрастное положение приведенного выше растительного сообщества паембойской свиты и комплекса пресноводной фауны, что очень важно для широких стратиграфических сопоставлений, выходящих за пределы бассейна.

Основываясь на данных фитостратиграфического анализа, М. Ф. Нейбург (1954) сопоставляет паембойскую свиту Печорского бассейна с кольчугинской свитой Кузбасса, свитами Ранигандж и железистых сланцев Индии, вместе взятыми. Переломный момент в геологической истории, выражающийся в смене «воркутского» растительного сообщества «печорским», на столь обширных территориях естественно принять в свою очередь за границу между нижним и верхним отделами пермской системы.

Типичные представители печорского комплекса флоры (*Syniopteris Nesterenoi* Z a l., *Callipteris adzvensis* Z a l. и др.) имеются, по данным К. К. Воллосовича (1941 г.), в заведомо казанских отложениях Юго-Западного Притиманья (бассейн р. Выми), где слой с морской фауной чередуются с континентальными прослоями, содержащими указанную флору.

По более ранним данным М. Д. Залесского (1913, 1930, 1937, 1938), флористический комплекс, близкий к печорскому, характеризует отложение белебеевской свиты Приуралья, являющейся стратиграфическим аналогом казанского яруса. Таким образом, паембойская свита в какой-то части несомненно отвечает казанскому ярусу. Однако, поскольку данная свита представляет непрерывную серию осадков, а характеризующий ее растительный комплекс проходит вверх по разрезу вплоть до триаса, приходится допустить, что этот комплекс свойствен не только казанскому, но и татарскому ярусу (Шмелев, 1956) и в некоторой части, возможно, уфимским слоям. Отсутствие доброкаче-

* Некоторые геологи (Е. М. Люткевич, В. И. Устрицкий) интинскую и воркутскую свиты относят к верхней перми.

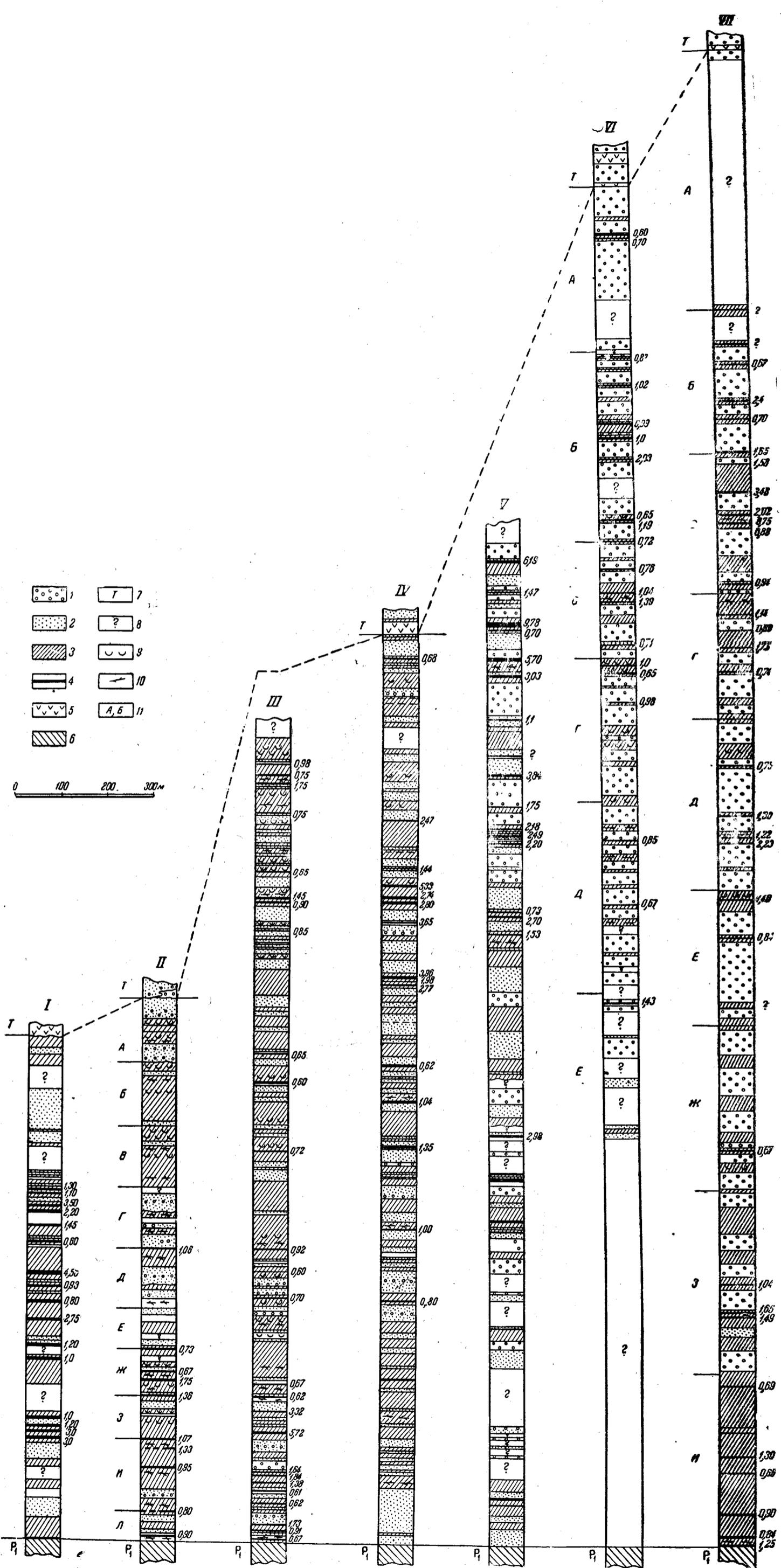


Рис. 70. Сопоставление главных разрезов верхнепермских отложений (паймбойская свита) Печорского угольного бассейна

I — север гряды Чернышева (Тальбейское м-ние); II — Юго-Западный Пай-Хой (р. Хей-Яха); III — бассейн Верхней Усы (район Сейдинского месторождения); IV — бассейн Верхней Усы (район Воргашорского месторождения); V — бассейн р. Косью (р. Юсь-Яоль); VI — северо-восточная часть бассейна (р. Силова); северо-восточная часть бассейна (р. Хальмерью)

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — угольные пласты более 0,6 м; 5 — базальты; 6 — подстилающие отложения (P₁); 7 — перекрывающие отложения (триас?); 8 — не вскрытые участки разреза; 9 — горизонты с пресноводной фауной; 10 — горизонты с флорой; 11 — пакеты (пакеты) разреза

ственного флористического материала из заведомо татарских и уфимских отложений Приуралья не позволяет уточнить это предположение. Известные группы фаун из печорских разрезов в силу их слабой изученности также не дают материала для расчленения верхнего отдела перми на ярусы общей возрастной шкалы. По той же причине не имеется и общепризнанного подразделения этих отложений на более мелкие единицы региональной шкалы. Эти вопросы могут получить разрешение, вероятно, лишь в результате обстоятельного изучения палеонтологического материала из разрезов по ряду групп фаун, в частности остракод, а также в результате завершения обработки печорской флоры и получения сравнительного флористического материала из татарских и уфимских отложений Приуралья.

Типы разрезов верхней перми Печорского угольного бассейна рассматриваются по отдельным районам в следующем порядке, следуя с севера на юг: 1) Юго-Западный Пай-Хой, 2) бассейн рек Кары и Верхней Усы, 3) бассейн р. Косью, 4) гряда Чернышева, 5) район Средней Печоры.

Юго-Западный Пай-Хой. В этом районе отложения печорской серии, получившие от Н. В. Шмелева название паембойской свиты, выделены из состава янгарейской свиты (схемы А. А. Чернова), ошибочно отнесенной им целиком к нижней перми. Наиболее полный и лучше изученный разрез этих отложений дает р. Хей-яха. Здесь паембойская свита представлена толщей кластических пород мощностью до 1200 м, согласно залегающей на отложениях интинской свиты нижней перми и покрывающейся пестроцветными породами хейягинской свиты (схема А. А. Чернова). Последняя в настоящее время относится к триасу и рассматривается как хейягинская серия.

Литологически паембойская свита подразделяется здесь Н. В. Шмелевым на две подсвиты — нижнюю и верхнюю, которые, в свою очередь, имеют еще более дробное деление (табл. 15).

Нижняя подсвита мощностью 430 м представлена главным образом алевролитами и аргиллитами, содержащими большое количе-

Таблица 15

Свита в м	Подсвита в м	Толща в м	Пакет в м
Паембойская—1200	Верхняя—770	IV—140	А—140
		III—280	Б—140
			В—140
	II—350	Г—130	
		Д—130	
		Е—90	
	Нижняя—430	I—430	Ж—100
З—100			
И—160			
Л—70			

ство сидеритовых конкреций и до пяти угольных пластов промышленного значения. В составе растительного сообщества отмечены (определения М. Ф. Нейбур): *Phyllothea* sp., *Annularia* sp., *Paichoa Tschernovii* Z al., *Pecopteris anthriscifolia* (Goerr.) Z al., *P. Helenaeanae* Z al., *P. Schmelevi* Neub. (MS), *Callipteris* sp., *Comsopteris* cf. *Tchirkovae* Z al., *Odontopteris biarmiensis* Z al., *Syniopteris Nesterenkoi* Z al., *Zamiopteris russica* (Z al.) Neub., *Glottophyllum* (?) sp., *Psygmodophyllum expansum* Brongn., *Noeggerathiopsis synensis* (Z al.) Neub., *N. brevifolia* Neub. (MS), *N. sylovensis* Neub. (MS), *N. cf. Clercii* (Z al.) Neub., *N. sp. nov.* (Neub.), *Phylladoderma Arberi* Z al., *Lepeophyllum trigonum* Neub. (MS), *Nephropsis rhomboidea* Neub., *Samaropsis papillionacea* Neub. (MS), *S. cf. hjamdemsis* Neub. (MS) и др.

Обращает внимание наличие в этом комплексе наряду с «печорскими» формами типичных «воркутских» форм.

Комплекс пресноводной фауны, еще плохо изученный, представлен следующими формами (определения В. В. Погоревича): *Concinnella* cf. *concinnaeformis* Pog. (MS), *Anthraconauta arctica* Pog. sp. nov., *Palaeomutela* sp., *Estheria* sp. и др.

В составе верхней подсвиты (мощность 770 м) большое значение приобретают грубозернистые породы — песчаники и мелкогалечные конгломераты, чередующиеся с менее мощными пачками алеврито-глинистых пород. Грубозернистый материал приурочен к нижней (толща II) и верхней (толща IV) частям подсвиты. Средняя же ее часть (толща III) сложена преимущественно алевролитами и аргиллитами. В этой дифференциации грубокластического материала находят отражение три крупных цикла осадконакопления. Пачки грубозернистых пород образуют обычно резкий контакт с подстилающими породами. Песчаники, а нередко и конгломераты ложатся, как правило, непосредственно на аргиллиты или угольные пласты, а переходные к ним разности пород (мелкозернистые песчаники, алевролиты) обычно отсутствуют. В песчаниках и конгломератах нередко наблюдается косая слоистость.

Конкреционные образования в рассматриваемой подсвите редки. Она обеднена рабочими пластами углей. В разрезе р. Хей-яха известны лишь один-два рабочих пласта; в разрезе р. Нямдою их количество увеличивается до пяти-шести.

Наиболее характерными формами растительного комплекса являются: *Paracalamites* sp., *P. aff. similis* Z al., *Annulina* aff. *syrgagensis* Neub. (MS), *Pecopteris Helenaeanae* Z al., *P. anthriscifolia* (G) Z al., *Callipteris adzvensis* Z al., *Syniopteris Nesterenkoi* Z al., *Isiolopteris serrata* Z al., *Zamiopteris rossica* (Z al.) Neub., *Noeggerathiopsis clericii* (Z al.) Neub., *N. synensis* Z al., *N. postera* Neub. (MS), *N. cf. candalepensis* Z al., *Lepeophyllum trigonum* Neub. (MS), *Phylladoderma arberi* Z al., *Rhipidopsis* sp., *Crassinervia elongata* Neub. (MS), *Samaropsis* sp., *Bardocarpus superus* Neub. (MS), *Nucicarpus piniformis* Neub. gen. et sp. nov. (MS) и др.

Следует отметить, что представители рода *Rhipidopsis* — космополитной верхнепермской формы — в описываемом разрезе появляются впервые на нижней границе верхней подсвиты паембойской свиты. Если это найдет подтверждение и в других разрезах свиты в Печорском бассейне, то появление этой формы может быть принято за границу между подсвитами. В стратиграфически близких к этим слоям впервые появляются *Comia*, *Isiolopteris serrata* Z al., *Syniopteris Nesterenkoi* Z al.

В числе пресноводной фауны отмечены: *Anthraconauta* ex gr. *pseudophylipsi* Fed. (aff. *ovata* Pog.), *Concinnella burodanica* Pog., *Carbonicola* sp., *Anthraconauta* sp.

В направлении на юго-восток от р. Хей-яха к бассейну р. Кары и Верхней Усы по мере приближения к Уралу разрез паембойской свиты все более обогащается грубообломочными породами. В конгломератах появляется более крупная галька, и мощность свиты значительно увеличивается, превышая, вероятно, 3300 м.

Бассейн рек Кары и Верхней Усы. Хорошие разрезы паембойской свиты имеются по р. Силове, ее притоку Хальмерью и в верхнем течении р. Воркуты.

Повсюду эта свита здесь перекрывается безугольной, тальмаюсской свитой, составляющей нижнюю часть хейягинской серии триаса. В разрезах по рекам Силове и Хальмерью в основании тальмаюсской свиты лежит покров палеобазальта. В разрезе верхнего течения р. Воркуты этот покров размыт.

Паембойскую свиту подстилает интинская свита кунгурского возраста. В разрезе р. Хальмерью конгломераты составляют до 70% от общего состава пород свиты, а отдельные их пачки достигают 100-метровой мощности. Конгломераты состоят из сравнительно хорошо окатанных галек, всевозможных кремней, роговиков, кварцитов, кварцитовидных песчаников и жильного кварца величиной обычно 5—8 см. Наибольшая величина гальки 25 см. Эффузивные породы представлены кварцевыми и бескварцевыми порфирами и порфиритами преимущественно андезитового ряда и реже их туфами. Из кристаллических пород (сравнительно редких) отмечаются лейкократовые граниты и гранодиориты. Нередко в конгломератах наблюдаются галечки угля, указывающие на внутрiformационные размыты. Вмещающая масса представлена песчаником обычно в небольшом количестве. Собственно цементом является хлорито-глинистое вещество, реже кремнистое и карбонатное.

Как и в разрезе по р. Хей-яха, в описываемом районе нижняя часть свиты мощностью до 400 м сложена преимущественно алевролитами и аргиллитами с угольными пластами; в верхней ее части развиты главным образом конгломераты, которым резко подчинены пачки алевролитоглинистых пород, также содержащих угли. В отличие от района р. Хей-яха, верхняя часть разреза здесь насыщена рабочими углями лучшими по качеству, чем в нижней части. Всего в разрезе паембойской свиты р. Хальмерью насчитывается до 32 угольных пластов мощностью более 0,6 м, из которых 22 пласта приурочены к верхней ее более мощной части.

В разрезе верхнего течения р. Воркуты количество угольных пластов резко уменьшается.

В отношении флоры и фауны рассматриваемые разрезы изучены хуже, чем пай-хойские. Основные сборы были сделаны в бассейне верхнего течения р. Воркуты, из которых М. Ф. Нейбург определены: *Callipteris adzvensis* Z al., *Comsopteris adzvensis* Z al., *Jsiolopteris serrata* Z al., *Phylladoderma Arberi* Z al., *Rhipidopsis palmata* Z al., представители родов *Neggerathiopsis*, *Samaropsis*, *Pecopteris* и др.

Из пресноводных фаун В. В. Погоревичем определены: *Anthraco-nauta pseudophillipsi* Fed. (S. Lato), *A. pajemboica* Pog., *A. aff. ilynskiensis* Fed., *Concinella burodanica* Pog., *Abiella subovata* и др.

В нижней части свиты, вскрытой бурением, в районе р. Хальмерью отмечены *Callipteris* sp. и *Comsopteris* sp.

Г. А. Ивановым (1944 г.) и Г. М. Ярославцевым (1944 г.) разрез паембойской свиты в бассейне р. Силовы был расчленен по литолого-фаціальным признакам на ряд пакетов, обозначенных буквами русского алфавита от А до И включительно в стратиграфическом порядке сверху вниз.

Несколько южнее Воркуты, в бассейне р. Сейды (правый приток р. Усы), в нижних горизонтах паембойской свиты наблюдается увеличение мощности отдельных пластов. Так, один из пластов достигает здесь 8 м, другой — 4 м.

В бассейне р. Косью разрез паембойской свиты построен почти аналогично таковому р. Силовы. Наиболее полно он представлен по р. Юсь-йоль. Для нее характерно наличие крупногалечных и среднегалечных конгломератов, переслаивающихся с аргиллито-алевролитовыми пачками, которым подчинены сложные и часто очень мощные угольные пласты. В средней части свиты мощностью до 2000 м насчитывается до 24 угольных пластов мощностью более 0,60 м.

Принадлежность разреза к паембойской свите устанавливается по его положению над интинской свитой и наличию «печорской» флоры с *Callipteris*, *Comsopteris*, *Comia* и др.

Нижние горизонты свиты в разрезе Юсь-йоля обнажены плохо. Вероятно, они сложены здесь так же, как и на р. Силове, в значительной части песчано-алевро-глинистыми породами.

По новейшим данным С. А. Князева (1957 г.), к паембойской свите (вероятно, к ее верхним горизонтам) должен быть отнесен разрез так называемой неченской песчано-глинистой свиты с мощным (до 10 м) сложно построенным угольным пластом. В этой свите, ранее помещенной ими к татарскому ярусу, найдены представители печорской флоры. Общая мощность паембойской свиты (с учетом неченской свиты) в бассейне р. Косью неизвестна, так как непрерывный разрез ее не прослежен, но, вероятно, она будет не менее 3000 м.

Гряда Чернышева. Отложения паембойской свиты известны в северной, центральной и южной частях гряды Чернышева. Поскольку разрезы этих участков несколько отличаются друг от друга, они рассматриваются ниже каждый в отдельности.

В северной части гряды Чернышева к паембойской свите относится терригенная толща мощностью 1172 м, выступающая по р. Адзье близ горы Тальбей. Она перекрывается пестроцветной толщей, относящейся, по новейшим данным, к триасу (Хайцер, 1958 г.) и подстилается отложениями интинской свиты нижней перми, с которыми связана постепенным переходом.

В 1929 г. описываемая толща была расчленена А. А. Черновым на четыре свиты (I—IV), которым позднее, в 1945 г., О. Л. Эйно́р придал собственные названия. Ниже приводится разрез паембойской свиты по данным этих исследователей:

На «толще со стволами» О. Л. Эйно́ра (свита V А. А. Чернова), относящейся еще к интинской свите, согласно залегают:

1. Тошкоская толща (свита IV А. А. Чернова), сложенная переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями и пластами угля. Флора *Callipteris adzvensis* Z a l., *Phylladoderma Arberi* Z a l., *Noeggerathiopsis aequalis* Гоерр и др. 567 м¹
2. Рудничная толща (свита III А. А. Чернова), представленная алевролитами, аргиллитами и песчаниками, заключающими многочисленные угольные пласты и прослои. Флора *Cordaites comptus* Z a l., *Comsopteris adzvensis* Z a l., *Odontopteris adzvaeana* Z a l. и др. 355 „
3. Толща грубозернистых песчаников (свита II А. А. Чернова) с ясно выраженной косо́й слоистостью, местами с линзами угля. Алевролиты и аргиллиты играют в толще резко подчиненную роль. 160 „
4. Филладодермовая (подбазальтовая) толща (свита I А. А. Чернова). Преимущественно грубозернистые песчаники и гравелиты (вверху) с прослоями аргиллитов и глин, заключающих прослойки листоватого угля, представляющего скопление обуглившихся листьев *Phylladoderma Arberi* Z a l. 90 „

¹ Мощности здесь и ниже приводятся по данным О. Л. Эйно́ра.

В тошкоской и рудничной толщах известно до 13 угольных пластов рабочей мощности.

Толща грубозернистых песчаников и филладодермовая сопоставлялись О. Л. Эйнором (1945 г.) с тальмаюской свитой северо-востока Печорского бассейна, перекрывающей паембойскую свиту, однако, по мнению Н. В. Шмелева (1943 г.), правильнее относить эти толщи еще к паембойской свите.

В центральной части гряды Чернышева, в разрезах по рекам Заостренной и Шар-ю, выступает мощная толща угленосных отложений, слагающая здесь крупную синклинальную структуру. Различными геологами мощность угленосной свиты оценивается здесь от 500 до 1500 м. Эта свита сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами и содержит до 12 угольных пластов, из которых 3 пласта имеют большие мощности (7—12 м). Все пласты сложные и очень зольные.

Рассматриваемая здесь свита изучена еще очень слабо и корреляция ее с установленными для Печорского бассейна подразделениями перми весьма затруднительна. Основываясь, однако, на находках в разрезе остатков *Pseudorhipidopsis*, а также характере угленосности, условно допускается, что верхняя часть угленосной свиты относится к паембойской свите верхней перми.

В южной части гряды Чернышева, в разрезе р. Большая Сыня-ю, к паембойской свите относится верхняя, наиболее значительная по мощности (1800—1500 м) часть «угленосной свиты» (схемы Е. В. Воиновой), перекрывающаяся пестроцветными отложениями триаса («пестроцветная толща» Е. В. Воиновой). Угленосная свита сложена серыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, с прослоями углей в верхней части разреза. Она содержит обильную флору печорского типа и раковины антракозид. В составе флоры М. Д. Залесским определены: *Lobatannularia Schtschurovskii* Schmal., *Pecopteris anthriscifolia* Goerr., *P. synica* Zal., *Callipteris adzvensis* Zal., *Comsopteris Tschirkovae* Zal., *Syniopteris Nesterenkoi* Zal., *Phylladoderma Arberi* Zal., *Noeggerathiopsis petchorica* Zal., *N. synensis* Zal., *Tschernovia synensis* Zal., *Clottophyllum synense* Zal., *Samaropsis sychena* Zal. и др.

Район Средней Печоры. Отложения верхнего отдела перми известны здесь по р. Печоре и ее притокам Щугору, Аранцу и др. Изучены они еще недостаточно, и обоснованное отделение их от подстилающих и перекрывающих отложений затруднительно. Вопрос этот решается разными геологами по-разному.

В данном очерке верхнепермские отложения этого района принимаются в соответствии с новыми данными В. П. Горского (1956 г.) и В. И. Чалышева (1958 г.) в объеме печорской свиты подразделения В. К. Ливанова (Войновский-Кригер, 1944). Эта свита соответствует толще P_2^2 по схеме Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935), верхней части «печорского яруса» — по схеме А. А. Чернова (1953) и печорской свите по схеме В. И. Чалышева (1958 г.). Перекрывающие печорскую свиту пестроцветные безугольные отложения (березовская, бызовская свиты В. К. Ливанова и конгломераты р. Перебора), относившиеся ранее условно к верхней перми, по новым данным В. П. Горского, рассматриваются как триасовые. Подстилающая печорскую свиту пестроцветная свита В. К. Ливанова, соответствующая толще P_2^1 Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935), нижней части «печорского яруса» А. А. Чернова (1953), отнесена В. И. Чалышевым (1958) к нижней перми по характеру флористического комплекса.

Печорская свита представлена перемежающимися сероцветными и красноцветными песчано-глинистыми отложениями мощностью до 23 м, содержащими флору печорского типа. В глинистых сланцах и глинах имеются прослои и линзы известняка. Характерными представителями растительного сообщества являются (по определениям М. Д. Залеского): *Paracalamites striatus* Schmal., *Lobatannularia Schtschurovskii* Schmal., *Pecopteris anthriscifolia* Goerpp., *Callipteris adzvensis* Zal., *Brongniartites latifolia* Zal., *Psygmoptyllum expansum* Bron., *Phylladoderma Arberi* Zal., *Rhipidopsis ginkgoides* Schmal., *Ginkgophyllum Vsevolodi* Zal., *Comia pereborensis* Zal., *Isiolopteris serrata* Zal., *Noeggerathiopsis petchorica* Zal., *N. synensis* Zal., *Petcheria elongata* Zal. и др.

Литолого-фациальные типы отложений и условия их формирования. Сопоставление и анализ описанных разрезов бассейна р. Печоры приводят к представлению о наличии здесь четырех литолого-фациальных типов верхнепермских отложений, расположенных с определенной закономерностью, отражающей особенности обстановки их формирования: 1) паембойского, 2) адзвинского, 3) нямдинского и 4) печорского.

Паембойский тип отложений развит в восточных, приуральных, разрезах. Он составляет крайний восточный контур полосы распространения верхнепермских отложений и наиболее типично выражен в разрезах по рекам Силове, Воркуте (верхнее течение) и на правом берегу р. Косью.

Отличительной чертой отложений этого типа является громадная насыщенность их крупно- и среднегалечными конгломератами. В разрезах по рекам Хальмерью и Силове последние составляют до 70% от общего состава пород и образуют пачки мощностью до 100 м, чередующиеся с относительно маломощными пачками алеврито-глинистых пород, заключающих угли, растительные остатки и пресноводную фауну. Насыщенность разреза углями весьма значительна. Приведенные выше показатели угленосности в разрезах по рекам Хальмерью и Юсь-йоль относятся именно к отложениям рассматриваемого типа.

Отложения паембойского типа характеризуются максимальными мощностями (до 3300 м), фиксирующими, таким образом, области наибольшего прогибания. Область распространения этих отложений следует рассматривать, по-видимому, как зону подножия разрушавшейся высокогорной системы, т. е. наиболее близко расположенную в области размыва.

Адзвинский тип характеризуется существенным преобладанием алеврито-глинистых пород, а также появлением карбонатных осадков (глинистых известняков), правда, еще в весьма незначительных объемах.

Мощность отложений этого типа по отношению к мощности прочих типов минимальна, хотя и остается еще значительной (до 1000 м). Насыщенность углями значительна.

В границах известной полосы распространения паембойской свиты отложения адзвинского типа составляют внутреннюю, или западную, ее зону.

В палеогеографическом отношении область распространения рассматриваемого типа отложений была значительно удалена от области размыва и, по-видимому, от устьевых частей водных потоков, питавших бассейн аккумуляции.

Разрез р. Адзвы принят как пример данного типа до некоторой степени условно. Очень возможно, что задернованные участки, имеющие значительную мощность, сложены мелкозернистыми породами. По своему характеру разрез р. Адзвы все же больше тяготеет к восточ-

ному контуру зоны распространения адзвинского типа отложений. Наиболее же типичные его разрезы можно ожидать между реками Адзвой и Колвой.

Нямдинский тип отложений является переходным от паембойского к адзвинскому и занимает промежуточное территориальное положение. Грубозернистый материал играет здесь еще значительную роль (примерно в равных количествах с алевроито-глинистым), но конгломераты или замещены грубозернистыми песчаниками, или же представлены мелкогалечными разностями и гравелитами, составляющими обычно пачки в песчаниках. В алевроито-глинистых отложениях содержатся угли, флора и пресноводная фауна.

Область накопления отложений нямдинского типа представляла, по-видимому, предгорную аллювиальную равнину, периодически затоплявшуюся и примыкавшую к зоне подножия.

Печорский тип отложений близок к адзвинскому и также характеризуется преобладанием алевроито-глинистого материала, наличием прослоев, линз и желваков известняков и мергелей, содержащих пресноводную и солоновато-водную (?) фауну пелеципод. Отличие от адзвинского типа состоит в том, что в его разрезе наряду с сероцветными породами появляются красноцветные, представленные краснокоричневыми и пестрыми глинами, глинистыми сланцами и мергелями. Последние указывают на формирование данных отложений уже в иной палеогеографической обстановке, в переходных климатических зонах от гумидного на северо-востоке к аридному на юго-западе.

Не исключено, что в западной части адзвинской литолого-фациальной зоны могут появиться красноцветы. В таком случае она будет перекрывать печорскую зону, и необходимость выделения разных типов отложений отпадет.

Отложения печорского типа, по-видимому, бедны углями, но на Средней Печоре в них отмечена промышленная нефть (А. А. Чернов, 1953).

Общая слабая изученность стратиграфии верхнепермских отложений Печорского бассейна позволяет рассматривать вопрос истории их формирования только в самых общих чертах. Характер этих отложений исключает, по-видимому, их геосинклинальную природу, если исходить из новейших воззрений на фациальные особенности образований собственно геосинклинального типа. Эти отложения не могут рассматриваться и как платформенные в силу их большой мощности и своеобразия фаций, указывающих на значительную мобильность области их распространения.

Наиболее правильными представляются высказывания Н. М. Страхова (1946) и Н. С. Шатского (1948) о формировании этих отложений в области Предуральяского краевого прогиба; в таком случае отложения паембойской свиты могут рассматриваться как пресноводные угленосные молассы.

По всей вероятности, область накопления рассматриваемых отложений представляла собой плоскую (или слабо наклоненную к юго-западу) равнину, унаследованную еще от кунгурского века, с широким развитием облесенных болот, периодически затоплявшихся. Вопрос о характере водных бассейнов, ингрессировавших в пределы этой равнины, и связь их с морским бассейном еще недостаточно ясны.

Процесс литогенеза в этой области в паембойское (печорское) время характеризовался периодической сменой терригенной седиментации и угленакопления. Он был обусловлен, с одной стороны, усилением вертикальных (главным образом восходящих) движений в пределах геосинклинальной области, лежащей к восток-юго-востоку от рассмат-

риваемой области седиментации, что привело к воздыманию здесь некоторых участков суши, ставших объектом эрозии, с другой — существованием благоприятной физико-географической обстановки для угленакоп-

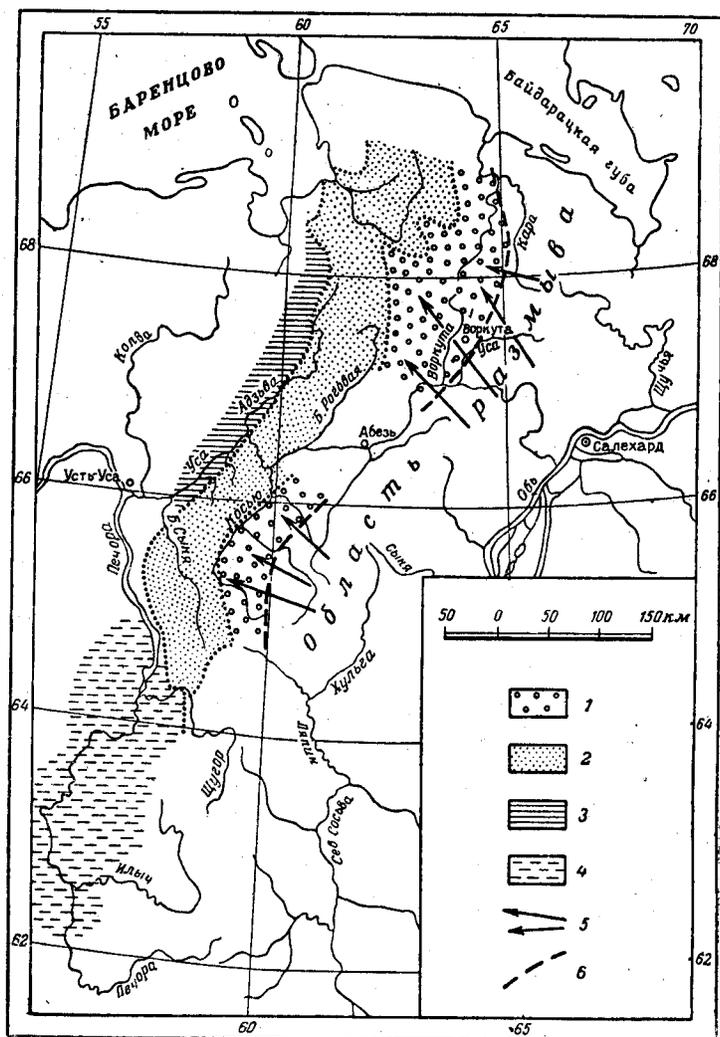


Рис. 71. Схема расположения типов отложений в паембойское время на площади Печорского угольного бассейна (по Н. В. Шмелеву)

1—отложения паембойского типа; 2—отложения нямдинского типа; 3—отложения адзвйинского типа; 4—отложения печорского типа; 5—предполагаемое направление сноса обломочного материала; 6—предполагаемая восточная граница фациальных типов

ления в области низинных равнин и проявлением здесь пульсирующей формы тектонических движений.

Снос огромных масс грубообломочного материала в область краевого прогиба Урала естественнее всего связывать с деятельностью водных потоков, размывавших воздымавшиеся массивы, что подтверждается и пространственным распределением типов отложений (рис. 71).

Отлагавшийся в водных бассейнах грубообломочный материал претерпел в дальнейшем, по-видимому, весьма длительную переработку,

история которой целиком связана с выяснением общего еще неразрешенного вопроса формирования угленосных толщ. Одним из совершенно неясных вопросов является, например, причина появления в разрезах грубообломочного материала (как это наблюдается в паембойской свите), которую объясняют миграцией дельт или изменением геотектонического режима в области размыва.

Соображение о расположении области сноса к востоку, юго-востоку от полосы современного развития отложений печорской серии, высказанное ранее А. А. Черновым (1940а), находит подтверждение в наблюдающемся закономерном увеличении объема грубозернистого материала и размера обломочных частиц в этом направлении.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Мысль о возможной принадлежности к триасу верхних пестроцветных песчано-мергелистых отложений р. Северной Двины была высказана Р. Мурчисоном (1849).

В 1864 г. Н. Барбот де Марни (1868) на р. Вычегде, у с. Айкино, обнаружил в толще пестроцветных пород растительные остатки, определенные как *Calamites arenaceus* Broignon и *Equisetites columnaris* Sternb. Этой находке он придал решающее стратиграфическое значение, считая, что она является важным палеонтологическим документом для окончательного признания триасового возраста за ярусом «пестрых мергелей».

В 1883 г. С. Н. Никитиным в пестроцветных толщах р. Ветлуги были найдены и описаны зубы и щитки лабиринтодонтов и зубная пластинка двоякодышащей рыбы *Ceratodus wetlugae* Nik., на основании чего он счел возможным ярус пестрых мергелей отнести к отложениям триаса. Позднее он предложил для обозначения пестроцветной толщи термин «татарский ярус», относя в его составе часть горизонтов к пермской системе, часть — к триасу.

Первые геологические наблюдения в области распространения пестроцветных отложений на Севере были произведены по р. Югу Б. К. Поленовым (1888).

Большое влияние оказали на ход последующего изучения триасовых отложений Севера маршруты Г. И. Лутугина, совершенные им в 1890—1891 гг. по р. Лузе. Здесь им впервые было установлено шесть выходов песчаников и конгломератов с костями лабиринтодонтов, а также найдена богатая глоссоптериевая флора по р. Югу, у устья р. Лузы. Собранная Г. И. Лутугиным фауна была изучена Н. Н. Яковлевым, который установил ее триасовый возраст. Этот палеонтологический материал в дальнейшем был пополнен сборами Н. Н. Яковлева, А. Н. Рябинина, А. М. Жирмунского и В. Г. Хименкова из тех же мест рек Ветлуги и Лузы. Он послужил основанием, на котором были построены ценные выводы Н. Н. Яковлева [1916а, б] о фациальных изменениях и возможном распространении костеносного пласта и дана первая точная палеонтологическая характеристика верхней части пестроцветной толщи.

После работ Н. Н. Яковлева наступает длительный период накопления большого геологического материала. Одновременно АН СССР (Ефремов, 1928, 1930) проводит ряд работ по палеонтологическим сборам и детализации разрезов в местах нахождения костеносных пластов на реках Вятке, Лузе и Шарженге.

Первая дробная стратиграфическая схема пестроцветной толщи с отделением верхней перми от нижнего триаса была дана Н. Г. Кассиным в 1928 г. для бассейна верхнего течения р. Вятки.

В результате изучения первых палеонтологических сборов из костеносных слоев пестроцветной толщи А. Н. Рябинин (1930) выделил новый род *Wellugasaurus* (среди амфибий, являющихся здесь руководящими ископаемыми), а И. А. Ефремов (1929а) установил новый род лабиринтодонт *Benthosuchus*.

В 1934 г. А. Н. Мазарович предложил новую схему подразделения пестроцветных образований, в основу которой им было положено различие петрографического состава пород и литологических комплексов верхнепермских и нижнетриасовых свит.

Триасовые отложения были впервые описаны и выделены (на основании находок костей *Benthosuchus*) в ветлужский ярус в бассейне р. Унжи и верхнего течения рек Костромы и Сухоны Е. М. Люткевичем (1933, 1939). Им же (1937а, 1941б) были монографически описаны *Phyllopoda* из верхнепермских и нижнетриасовых отложений, а в 1931—1935 гг. А. В. Хабаковым из сборов того же автора определены чешуи ганоидных рыб, подтверждающих триасовый возраст слоев, выделенных Е. М. Люткевичем в ветлужский ярус. При геологической съемке в бассейнах рек Юга, Лузы, Моломы и Великой А. И. Зоричевой (1931—1935 гг.) была дана стратиграфическая схема нижнетриасовых отложений по аналогии с выделенными Н. Г. Кассиным свитами в бассейне р. Вятки.

В 1937 г. А. Н. Мазарович, проводя исследования в бассейне рек Ветлуги и Вятки, описал триасовые отложения и бассейна р. Великой. А. В. Хабаков (1932) детально описал особенности литологического состава костеносных слоев р. Лузы.

Все вышеприведенные работы содержат материал, касающийся главным образом более южной части распространения нижнего триаса на Севере Русской платформы.

В самой северной части, в районе Среднего Тимана и Западного и Юго-Западного Притиманья, нижнетриасовые отложения впервые были установлены А. А. Малаховым (1932 г., 1933 г.) и К. К. Воллосовичем (1935 г.).

В 1935 г. Е. М. Люткевичем (1936в) впервые было показано распространение нижнетриасовых отложений к югу от линии Череповец—Вологда. К 1939 г. изучение И. А. Ефремовым палеонтологического материала из целого ряда месторождений позволило ему дать первую схему стратиграфического подразделения перми и нижнего триаса по отдельным этапам развития фауны наземных позвоночных.

В 1946 г. П. М. Ивановым были найдены кости лабиринтодонт в конгломератах р. Полтомы, а Е. М. Люткевич установил развитие нижнего триаса на восточном берегу п-ова Канин.

Новые интересные материалы по составу и мощности нижнетриасовых отложений принесло бурение структурных и опорных скважин, начатое в 1948 г. на Русской платформе.

В 1949 г. после обработки результатов бурения скважин по профилю в направлении г. Пошехонье-Володарск—г. Вологда Я. С. Никитиным (1950 г.) выяснился характер нижнетриасовых отложений краевой, западной зоны их распространения. Весьма интересные данные по составу и мощности нижнетриасовых отложений получены Э. А. Кальберг в 1950—1953 гг. в результате изучения структурных скважин на Сереговской структуре, в нижнем течении р. Выми, и опорной Яренской скважины (в осевой зоне мезозойской впадины), детально изученной А. И. Зоричевой в 1954—1955 гг.

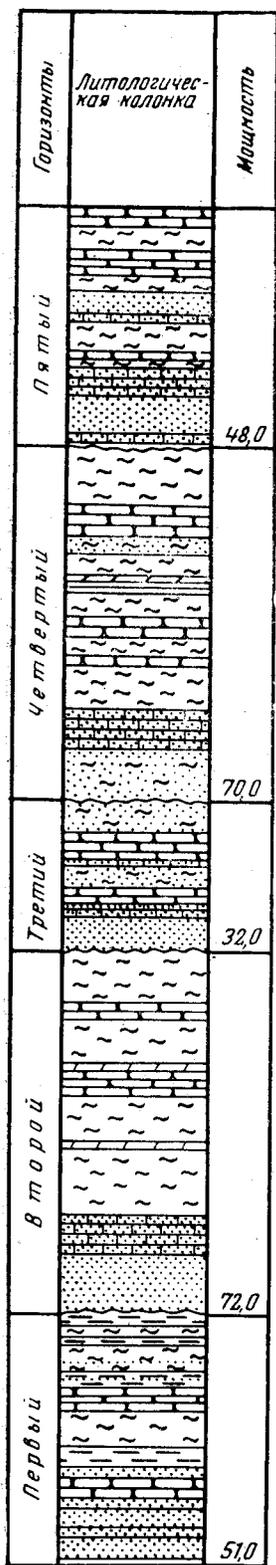
История установления триасовых отложений в бассейне р. Печоры имеет многолетнюю давность. Впервые мысль о присутствии триаса в восточной части Печорского бассейна высказал А. Л. Яншин (1936), однако доказан триас был впервые на северо-западе бассейна А. А. Малаховым (1940б), нашедшим в песчаниках р. Цильмы остатки нижнетриасовых филлопод и наземных позвоночных. Несколько позднее, в 1944 г., Н. В. Шмелевым в отложениях верхней хейягинской свиты на северо-востоке Печорского бассейна были найдены остатки ганоидных рыб, возраст которых А. В. Хабаков определил как эотриасовый. В этот период многие исследователи (Н. В. Шмелев, О. Л. Эйно́р, К. Г. Войновский-Кригер, А. А. Чернов) начали высказывать предположение о возможности триасового возраста верхов верхнехейягинской свиты и других параллелизовавшихся с нею свит — лапташорской, неченской и плещшорской, а также бурой толщи р. Большой Сыни и толщи косо-слоистых песчаников р. Силовы. В период с 1956 по 1958 г. В. П. Горский доказал, что триасовые отложения распространены в бассейнах рек Печоры, Перебора, Большой Сыни, Ян-ю, Косью и Малой Роговой (базальты).

На основании спорово-пыльцевого анализа Г. М. Романовская в 1957 г. впервые сделала заключение о верхнетриасовом возрасте «бурой толщи», развитой в бассейне р. Большой Сыни. В 1958 г. В. И. Чальшев (1959) выделил на р. Залазной особую залазнинскую свиту, приблизительно соответствующую «бурой толще» р. Большой Сыни и, основываясь на спорово-пыльцевых исследованиях Л. М. Варюхиной, отнес ее к триасу. В том же году Г. М. Романовской и В. С. Малавкиной, продолжавшими изучение спорово-пыльцевых комплексов пестроцветных отложений бассейнов рек Перебора, Большой Сыни, Ян-ю и Косью, было установлено, что к верхнему триасу относятся все отложения, начиная с подошвы переборской свиты. К нижнему триасу была отнесена березовская свита. К мысли о средне-верхнетриасовом возрасте «бурой толщи» бассейна р. Большой Сыни пришла также В. П. Владимирович, изучавшая листовую флору, найденную в этих разрезах В. П. Горским. Летом того же 1958 г. растительные остатки «бурой толщи» были найдены в керне скважины у ст. Сыня Е. Ф. Енцовой, а определявшая их М. Ф. Нейбург в 1959 г. пришла к заключению о кейперском возрасте.

В свете новых данных Е. Ф. Енцовой и Л. Л. Хайцером в 1959 г. был пересмотрен возраст ниже- и верхнехейягинской свит севера Печорского бассейна. Параллелизуя эти свиты с более детально изученными отложениями южной части бассейна, а также используя определения филлопод В. С. Заспеловой, эти исследователи отнесли нижнехейягинскую свиту к нижнему и среднему (?) триасу, а верхнехейягинскую — к среднему (?) и верхнему триасу. В 1958—1959 гг. триасовые отложения (хейягинская серия) были установлены глубоким бурением в районах г. Нарьян-Мара и пос. Хоседа-Харда, в нижнем течении р. Лаи и на Усинско-Косвинском своде.

СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Распространение отложений нижнего триаса на Севере Русской платформы приурочено к обширной мезозойской впадине, являющейся продолжением на север Среднерусской синеклизы. Широкая полоса развития отложений нижнего триаса занимает осевую зону этой пологой структуры и протягивается от п-ова Канин, через среднее течение рек Пезы и Мезени, к нижнему течению рек Яренги, Выми и Вишеры, откуда через р. Вычегду переходит на ее левобережные притоки и в бас-



сейны рек Лузы, Юга и правых притоков р. Вятки. На западе они распространяются в Верхне-Сухонскую и Костромскую впадины, а также к югу от г. Вологды по направлению к г. Рыбинску.

На значительных пространствах нижнетриасовые отложения трансгрессивно перекрываются средне- и верхнеюрскими отложениями и мощным покровом четвертичных образований. Это создает очень неравномерную обнаженность, которая влечет за собой и неравноценную изученность разрезов, не позволяющую свести их в одну общую стратиграфическую схему. Поэтому в настоящей главе описание нижнего триаса приводится по отдельным районам с теми местными подразделениями, которые были выработаны исследователями этих районов.

Наиболее полно нижнетриасовые отложения представлены в южной части рассматриваемой территории и за ее пределами, где находятся и основные выходы их фаунистически охарактеризованных горизонтов. Особый интерес в этом отношении приобретают результаты геологосъемочных работ в верхнем течении р. Вятки, где Г. И. Бломом был изучен самый мощный разрез нижнего триаса, к тому же и наиболее полно палеонтологически охарактеризованный (Блом и Игнатъев, 1955 г.).

Вскрытую скважинами мощную песчано-глинистую толщу в 270 м Г. И. Блом циклически подразделил на пять горизонтов, которым впоследствии дал географические названия: рябинских, краснобаковских, шилихинских, спасских и федоровских слоев (рис. 72).

Первый горизонт, залегающий на размытой поверхности отложений татарского яруса, сложен в основании песками и песчаниками с прослоями конгломератов, состоящих из гравия и гальки кремня, кварца и кварцита, а также мергелей подстилающих пород. Выше они сменяются красными и красновато-коричневыми, местами пятнистоокрашенными алевролитами, глинами и аргиллитами, содержащими конкреции розовато-серого мергеля (2—4 см). Из остатков фауны здесь найдены: *Estherites aequalae* (Lutk), *Pseudestheria rybinskensis* Novojilov, *Ps. wetlugensis* Novojilov, *Estherites gutta* (Lutk), *Darwinula adducta* Lub., *D. accurata* Belous. Последняя харак-

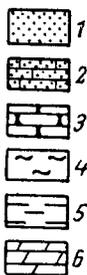


Рис. 72. Сводная литолого-стратиграфическая колонка нижнетриасовых отложений бассейна среднего течения р. Кобры (по Г. И. Блomu)

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины; 5 — аргиллиты; 6 — мергели

терна для триасовых отложений бассейна рек Урала и Самарки. Мощность горизонта 50 м.

Второй горизонт построен аналогично первому, но содержит пролои (до 1,3 м) мергелей и реже — известняка. Мощность этого горизонта изменяется с запада на восток от 48 до 72 м, в зависимости от увеличения мощности песчаной пачки основания. Отсюда были определены остракоды: *Darwinula inornata* M'Coу., *D. stelmachowi* (Spij), *D. malachovi* (Spij), *D. cf. teodorovichi* Bel., *Permiana oblonga* P o s n., *Sinusuella ignota* (Spij), *D. accurata* Bel., *D. clina* Bel.

Третий горизонт также сложен в основании зеленовато-серыми и желтовато-коричневыми песками и песчаниками с прослоями конгломератов, в которых, однако, преобладает галька глин и мергеля. Выше они переходят в толщу пестроцветных глин с крупными известковыми конкрециями. В этом горизонте, имеющем мощность 29 м, встречены мелкие кости позвоночных *Wetlugosaurus* sp. и *Tupilacosaurus* sp. и остракоды.

Четвертый горизонт, повсюду выходящий на поверхность и состоящий из тех же пород, что и вышеописанные горизонты, имеет мощность около 70 м. Н. Г. Кассиным этот горизонт был выделен в XII свиту, в которой им и были найдены остатки *Rhinesuchus wolgodwinensis* Jak. Г. И. Бломом в керне одной из скважин также были обнаружены мелкие фрагменты костей лабиринтодонтов, а кроме того, куски окаменелой древесины. Среди остракод, кроме ранее встреченной *Darwinula accurata*, отсюда определены новые виды: *Darwinula dactyla* Bel., *D. acuminata* Bel., *D. Kassinae* Bel., *D. crassa* Bel., *D. longissima* Bel.

Весьма интересными в разрезе рассматриваемого района являются отложения последнего, пятого горизонта, имеющего развитие только в зонах значительных тектонических погружений. К востоку от осевой зоны Вятского вала он слагается песками и песчаниками зеленовато-серой и голубовато-зеленой окраски с прослоями конгломерата из гальки зеленовато-серых и коричневатокрасных глин, сцементированных кальцитовым цементом. В конгломератах содержатся обломки костей и целые кости лабиринтодонтов и рептилий, среди которых определены обломки мелких костей, челюсти и зуб текодонта *Chasmatosuchus*; в песках и песчаниках найдены различные фрагменты скелета *Benthosuchus* sp., остатки рептилий (проколофонов) *Tichvinskia vjatkensis* Tshud. et Vjusoh., *Microcnemus efremowi* Huene, позвонок протрозавра и кости рыб *Ceratodus cf. facetidens* Chab.

На основании находок в пятом горизонте остатков рептилий *Procolophonidae*, а также остатков *Ceratodus facetidens* Chabak, встречающихся в баскунчакском ярусе г. Богдо, Г. И. Блом высказывает предположение о принадлежности этого горизонта более высоким слоям, чем ветлужская серия.

Работами Г. И. Блома было установлено, что триасовые отложения имеют распространение не только на западном склоне Вятского вала, где они были описаны Н. Г. Кассиным, но также и на восточном его погружении, где они протягиваются меридиональной полосой от водораздела рек Чепцы и Большой Холуницы вплоть до верховьев р. Подрезчихи, где они смыкаются с западным полем и распространяются далее к северу.

Для области широкого развития отложений нижнего триаса, расположенной к западу и северо-западу от верхнего течения р. Вятки (правые притоки р. Вятки — Великая и Молома — и бассейны рек Юга и Лузы), А. И. Зоричевой (1941) была дана местная стратиграфическая

схема с выделением трех свит (снизу вверх): окатьевской, касьяновской и верходворской.

Нижняя, окатьевская свита, по данным А. И. Зоричевой, представлена в нижней части розовато-, малиново-коричневыми и зеленовато-серыми уплотненными слюдистыми песками, содержащими округлые конкреции известковистого песчаника и мелкую гальку глин. Выше она состоит из яркоокрашенных красных и розоватых известковистых глин с обильными включениями известковых конкреций. Мощность свиты около 30—35 м. Немногочисленные обнажения ее приурочены к среднему течению рек Моломы и Великой (за пределами описываемой территории) и в бассейне р. Юга (по левому берегу р. Кичменьги, у с. Киркина, и по правому берегу р. Юга, близ с. Фомина). В последних пунктах в песчаниках были найдены прослой с детритом растительных остатков, принадлежащих *Equisetites*.

Окатьевская свита А. И. Зоричевой сопоставляется с X свитой и нижней частью XI свиты Н. Г. Кассина. Не исключена возможность, однако, принадлежности ее к татарскому ярусу.

В 1937 г. А. Н. Мазаровичем в бассейне рек Ветлуги и Вятки была выделена бережанская свита, которая по р. Великой частично совпадает с окатьевской свитой.

Залегающая на окатьевской касьяновская свита является наиболее характерной для отложений ветлужской серии. Она имеет широкое распространение и хорошо сопоставляется с аналогичными свитами других районов благодаря особенностям своего литологического состава и присутствию остатков костей позвоночных. Для этой свиты характерны пески коричневые, розоватые и малиново-серые, с косой и диагональной слоистостью, а также различные конгломераты, содержащие гальку кремней, роговиков, кварца, известняка и пермских пород (песчаников, мергелей и глин). Подчиненную роль в составе пород свиты играют известковые и песчанистые яркоокрашенные глины и мергели и залегающие среди песков прослой песчаников.

Граница между окатьевской и касьяновской свитами ввиду их близкого литологического состава иногда проводится условно: по основанию пачки песчаных слоев, залегающих на яркоокрашенных мергелистых глинах с известковыми конкрециями. В том случае, когда в основании песчаной пачки залегают слои конгломерата, граница вполне определена.

Наиболее типичные разрезы касьяновской свиты наблюдаются по правому берегу р. Моломы (у с. Касьяновского), по рекам Юрье (у деревень Боровой и Савиной), Великой, Шарженге и Югу (у с. Филимонова Гарь и близ устья р. Енталы).

На р. Великой, под с. Великорецким, в конгломератах этой свиты А. И. Зоричевой были найдены фрагменты костей *Benthosuchus* (определение А. Н. Рябинина).

В касьяновской свите встречаются два типа конгломератов, отличающихся по составу содержащейся в них гальки.

К нижней части приурочены конгломераты с гальками роговиковых пород и кремней, в верхней части галька преимущественно глинистая и мергельная.

Конгломераты залегают в виде широких плоских линз и переходят по простиранию в грубые пески с галькой мергеля. При сопоставлении разрезов касьяновской свиты бассейна р. Великой с ее разрезами на р. Моломе обращает на себя внимание определенная фациальная изменчивость, заключающаяся в уменьшении содержания грубокластического материала в направлении с востока на запад.

Это имеет свое отражение и в бассейнах рек Юга и Лузы, где касьяновская свита не изменяется по своему составу пород, но характеризуется другим типом слоистости.

Наиболее интересный разрез небольшой части касьяновской свиты, ставший широко известным благодаря находкам в нем остатков позвоночных, находится на р. Шарженге, у с. Вахнева. Отсюда В. Г. Хименковым и был доставлен первый обломок черепа лабиринтодонта. По описанию И. А. Ефремова (1929 а), сделанному им во время палеонтологических сборов, костеносные слои здесь представляют собой следующий разрез:

1. Рыхлый мягкий песчаник с редко встречающимися обломками костей черепа	0,1 м
2. Слабый песчаник с часто встречающимися остатками костей	0,2 „
3. Тонкий прослой плотного конгломерата с крупными включениями мергеля	0,05 „
4. Серый плотный песок с редкими костями, ниже переходящий в конгломерат	0,5 „
5. Прослой серого песка с красными выцветами	0,1 „
6. Пласт рыхлого конгломератовидного песчаника	0,25 „
7. Слоистый пласт частью плотного, частью рыхлого конгломерата	0,5—0,75 „
8. Плотный прослой темного песчаника	0,05 „
9. Рыхлый конгломератовидный песчаник с редкими костями	0,5—0,7 „

В кровле лежат пестрые мергелистые глины, частично размытые.

Из этих выходов костеносного пласта у с. Вахнева были собраны превосходно сохранившиеся черепа ископаемых остатков *Benthosuchus* (7 цельных черепов и свыше 400 костей посткраниального скелета и фрагментов черепов).

По р. Шарженге, ниже описанного пункта, наблюдаются более мощные выходы касьяновской свиты, которые прослеживаются и по р. Югу до сел Слуды и Подсаранцы.

От устья р. Кичменьги до с. Подосиновца в песчаных отложениях этой свиты появляется значительное количество прослоев конгломерата с галькой красного мергеля и редкой галькой кремня. Весьма интересное обнажение в этой части долины р. Юга наблюдается по правому берегу его, в 750 м от устья р. Енталы, ниже по течению. В этом обнажении Н. С. Кобозевым, а несколько позднее А. И. Зоричевой, были найдены раковины эстерии, монографически изученные из сборов первого исследователя Е. М. Люткевичем. Здесь, по данным А. И. Зоричевой, обнажаются следующие слои:

1. Глины известковистые, темно-коричневые, сверху с ярко-голубым прослоем глинистого песка, содержащего известковистые конкреции, местами сцементированные в конгломерат	5 м
2. Переслаивание конгломератов с крупнозернистым зеленовато-серым косослоистым песком. Конгломерат состоит из галек розового мергеля и более редких роговиков и кремней	8,5 „
3. Песок с прослоями тонкоотмученных глин, содержащих остатки филлопод	1 „
4. Мергель глинистый красновато-коричневый с голубовато-серыми пятнами; содержит остатки филлопод	0,7 „
5. Пески косослоистые с мелкими линзами красных глин и округлыми конкрециями песчаника. В одной из линз найдены остатки филлопод	3 „
6. Пески желтовато-серые с розоватыми горизонтальными полосами, содержат прослой коричнево-красных мергелистых глин и более крупнозернистых зеленоватых песков с мергелевой галькой местами залегающей в виде тонких прослоев. В песках содержатся конкреции лиловатых песчаников, имеющих причудливые формы	10 „

Из сборов, сделанных в этом обнажении, Е. М. Люткевичем были установлены следующие роды и виды филлопод: *Estheria kobosevi* Lutk., *Vertexia tauricornis* Lutk., *Cornia melliculum* Lutk. Содержа-

щие их слои он сопоставил с филейской свитой татарского яруса, аргументируя это тем, что подобные формы филлопод не встречались ранее ни в ветлужской серии, ни в северодвинской свите татарского яруса. Как показали исследования А. И. Зоричевой, подобная параллелизация, сделанная только на основании выделенных новых родов и видов филлопод, является неправильной. Во-первых, потому, что аналоги филейской свиты, для которой характерен глинисто-мергельный состав пород, по-видимому, имеет развитие в более северных районах и появление ее в среднем течении р. Юга среди поля развития типичных нижнетриасовых отложений в таком случае должно объясняться тектоническими причинами, для чего нет никаких данных.

Во-вторых, описанные у устья р. Енталы слои хорошо прослеживаются по р. Югу и ниже по ее течению. В 1928 г. в ряде выходов этого горизонта, названного Ф. М. Кузьминым (1929) песчано-конгломератовым, были найдены фрагменты костей костей нижнетриасовых *Labirinthodontia* и чешуи и кости рыб *Colobodontidae*.

Выходы костеносных слоев (которые также относятся к касьяновской свите) известны по р. Лузе, где они впервые были обнаружены Г. И. Лутугиным еще в 1890—1891 гг., а затем подвергнуты специальному палеонтологическому изучению (Ефремов и Кузьмин, 1932).

Литологические особенности костеносной толщи р. Лузы лучше всего наблюдаются в небольших обнажениях урочища Черный Бор и в верховьях реки, у д. Скоба.

При раскопках в последнем пункте под четвертичной толщей были вскрыты:

- | | |
|--|-------|
| 1. Твердый плитчатый песчаник, постепенно переходящий в конгломератовый песчаник с массой мергелевой гальки и костями лабиринтодонтов, кое-где с обильными скоплениями кристаллов кальцита | 3,5 м |
| 2. Серо-голубоватый песок с небольшой примесью глины | 0,5 „ |
| 3. Красноватый с голубоватыми прослойками мергель. | |

Остатки позвоночных, относящихся к роду *Benthosuchus*, были найдены, кроме указанных двух пунктов, еще в десяти местах среднего течения р. Лузы. Однако плохая обнаженность берегов этой реки не позволяет составить общий более полный разрез свиты, заключающей костеносные пласты. Поэтому остается неясным, к одному ли горизонту относятся все выходы костеносных песчаников и конгломератов, составляющих один общий пласт, или к разным, как считает А. В. Хабаков (1932). По мнению последнего, костеносные песчаники залегают линзообразно в толще пестрых пятнистых глин и составляют два или три горизонта. Мощность этой толщи А. В. Хабаков определял в 45 м, И. А. Ефремов же считал близкой к 80—100 м, что и является более правильным.

Значительный интерес представляет ассоциация минералов, характерная для песчаников и конгломератов касьяновской свиты. В песчаниках содержатся выветрелые полевые шпаты, кварц, мусковит, хлорит, черный рудный минерал, единично глауконит, а также обломки пород кислых эффузивов, амфиболита, серпентина и кремня. Конгломераты содержат гальку окремненного сланца, известняка и мергеля, цементом служит полимиктовый известковистый песчаник, состоящий из зерен кремнистого сланца, кварца и обломков основных и кислых эффузивов и других пород.

Приведенный минералогический состав песчаников указывает на происхождение их за счет неоднократно переотложенного материала, размывавшихся метаморфических и вулканогенных пород Урала. Касьяновская свита А. И. Зоричевой сопоставлялась с бузулукской свитой А. Н. Мазаровича.

В самой верхней части нижнетриасовых отложений А. И. Зоричевой выделяется песчано-глинистая верходворская свита (несколько позднее А. Н. Мазарович выделил ее по р. Великой под названием великорецкой). Развитие ее приурочено к наиболее погруженной части мезозойского прогиба, поэтому она прослеживается в верховьях рек Юга, Моломы, Великой и Летки. Ее составляют яркоокрашенные глины, известковистые, песчанистые и пластичные, красновато-коричневого, красного и малинового цвета, с голубыми и зеленоватыми песчаными прослоями и гнездами. В прослоях глинистого и слюдистого зеленоватого песчаника нередко содержатся рассеянные кристаллы пирита, а иногда мелкие конкреции серного колчедана и известковые стяжения.

К нижней части этой свиты (переходной от верхов касьяновской) приурочены прослои розовато-коричневых песков, содержащих конкреции песчаника. В верхней части хорошо прослеживаются переходы (по простиранию) пластичных голубовато-зеленых пиритизированных глин в глинистые алевроиты и мелкозернистые пески такой же окраски.

Преобладающая порода свиты — красные глины — состоит из водной окиси алюминия, водных силикатов алюминия, водных окислов железа, кварца и других малорастворимых веществ, представляющих собой остаточный материал выветрившихся пород области сноса. Таким образом, глины верходворской свиты при осаждении в обширных озерных бассейнах имели уже первичную красноцветную окраску.

Голубые песчанистые глины и песчаники этой свиты состоят из мелких зерен кварца, полевых шпатов, эпидота, хлорита, чешуек бурой слюды, зерен рудного минерала и в большом количестве бурых, зеленовато-бурых и зеленых зерен минерала группы глауконита. Наибольшей мощности (55—72 м), по-видимому, эта свита достигает в верховьях р. Великой и на водоразделе между реками Юрьей и Леткой, принадлежащих бассейну р. Вятки. Здесь она была вскрыта бурением, при этом в одной из скважин в прослое песков была обнаружена кость, определенная А. Н. Рябининым как фаланга нижнетриасового стегоцефала (Е. П. Бойцова и Н. Н. Гераков, 1938 г.).

Другой областью распространения верходворской свиты, по данным А. И. Зоричевой, являются правобережные притоки р. Ветлуги в ее верхнем течении (реки Вохма и Пыщуг) и верховья р. Юга. В одном из выходов этой свиты, по р. Андоге, А. И. Зоричевой были найдены обломки костей и панциря, принадлежащие, по определению А. Н. Рябина, нижнетриасовой амфибии.

Все описанные свиты ветлужской серии имеют общее слабое погружение в сторону от пологих палеозойских валов — Вятского и Сухонского к центральной части мезозойского прогиба, осевая зона которого проходит примерно через верховья р. Межи по направлению к правым притокам р. Лузы и далее на север через бассейны рек Сысолы и Яренги в бассейны рек Вашки и Мезени.

За последнее время вскрыты опорной скважиной на ст. Опарино нижнетриасовые отложения южной части этой зоны. Мощность отложений 280 м.

Границы триаса с татарским ярусом, так же как и весь стратиграфический разрез, здесь ввиду малого выхода керна остались плохо изученными.

К западу от описанных районов, на юго-западном и юго-восточном погружениях Сухонского вала, нижнетриасовые отложения были установлены и картированы Е. М. Люткевичем (1937 б).

Ввиду незначительной мощности выходов отложений этого возраста и плохой обнаженности здесь они не сведены в общую стратиграфическую схему и описаны этим исследователем в виде отдельных раз-

резов, обнажающихся по рекам Унже, Костроме, в верхнем течении р. Сухоны и некоторым левобережным притокам р. Юга.

По наиболее значительному притоку р. Юг — р. Шарженге, близ устья р. Шекшеньги (недалеко от известных местонахождений костеносных пластов с. Вахнева), Е. М. Люткевич описал красные глины с пропластками и линзами зеленых и бурых песков, в которых им найден позвонок и обломок кости *Benthosuchus*. К югу от этого выхода, по р. Андаге, по его данным, получают преобладание зеленовато-серые и бурые пески (также залегающие линзообразно) с прослоями конгломерата и конкрециями песчаника, содержащими кости *Benthosuchus*. Выходы костеносных слоев констатированы Е. М. Люткевичем также по рекам Кеми, Куноже и Унже с ее притоками — Святицей, Пеженгой, Княжой и Мерлой. По р. Унже, ниже устья р. Юзы, в зеленых слюдистых песчаниках наряду с костями *Benthosuchus* были найдены чешуи рыб *Colobodus*, принадлежность которых к нижнему триасу установлена А. В. Хабаковым.

Значительная площадь распространения нижнего триаса Е. М. Люткевичем выделяется в бассейне р. Костромы и верхнего течения р. Сухоны.

Контакта описанных отложений нижнего триаса с верхней пермью (татарским ярусом) Е. М. Люткевич нигде не наблюдал. Однако последовательное прослеживание слоев по падению привело его к выводу о непосредственном залегании ветлужской серии на северодвинской свите в бассейне р. Сухоны и, возможно, на филейской, в бассейне р. Унжи.

Сопоставление разрезов ветлужской серии верховьев рек Сухоны и Унжи со свитами бассейна рек Вятки, Юга и Лузы можно сделать лишь весьма приближенно, поскольку в первом случае описание дается для разрозненных частей общего разреза. По-видимому, здесь имеют развитие две верхние свиты, из которых нижняя, конгломерато-песчаная (как отмечает Е. М. Люткевич), обнажена не полностью.

В структурном отношении нижнетриасовые отложения бассейнов р. Унжи и верховьев Сухоны и Костромы приурочены к большой пологой мульде, простирающейся далеко на запад по направлению к городам Вологде, Грязовцу и Рыбинску.

Для этого плохо обнаженного района Е. М. Люткевичем приводится описание разреза по р. Стрелице (левому притоку р. Сухоны) у с. Бирякова.

1. Аллювиальный бурый суглинок	1,00 м
2. Аллювиальные пески с валунами и галькой	2,00 „
3. Глина зеленовато-серая, песчанистая с красными примазками	0,4 „
4. Коричневые пески с конкрециями бурого песчаника	0,5 „
5. Красные глины с зелеными участками	1,75 „
6. Пески бурые диагональнослоистые	0,75 „
7. Серые пески с галькой зеленой глины	0,3 „
8. Кирпично-красные глины	3,0 „
9. Коричневые пески	0,25 „
10. Коричневатые мергели	0,25 „
11. Серо-зеленоватые пески	0,2 „
12. Светло-коричневые красноватые мергели	0,2 „
13. Плотные коричневые пески	0,35 „
14. Зеленоватые пески, переходящие в зеленую глину	0,3 „
15. Коричневые мергели до воды	0,3 „

К югу от г. Вологды отложения ветлужской серии в настоящее время хорошо изучены благодаря проведенному бурению профиля структурных скважин по линии г. Пошехонье-Володарск — г. Вологда (рис. 73).

Я. С. Никитин, изучавший материалы бурения этих скважин в 1949—1950 гг., определил здесь мощность нижнетриасовых отложений от 40 до 114 м, изменяющуюся в зависимости от степени их размыва в ледниковое время. По литологическому составу он выделяет

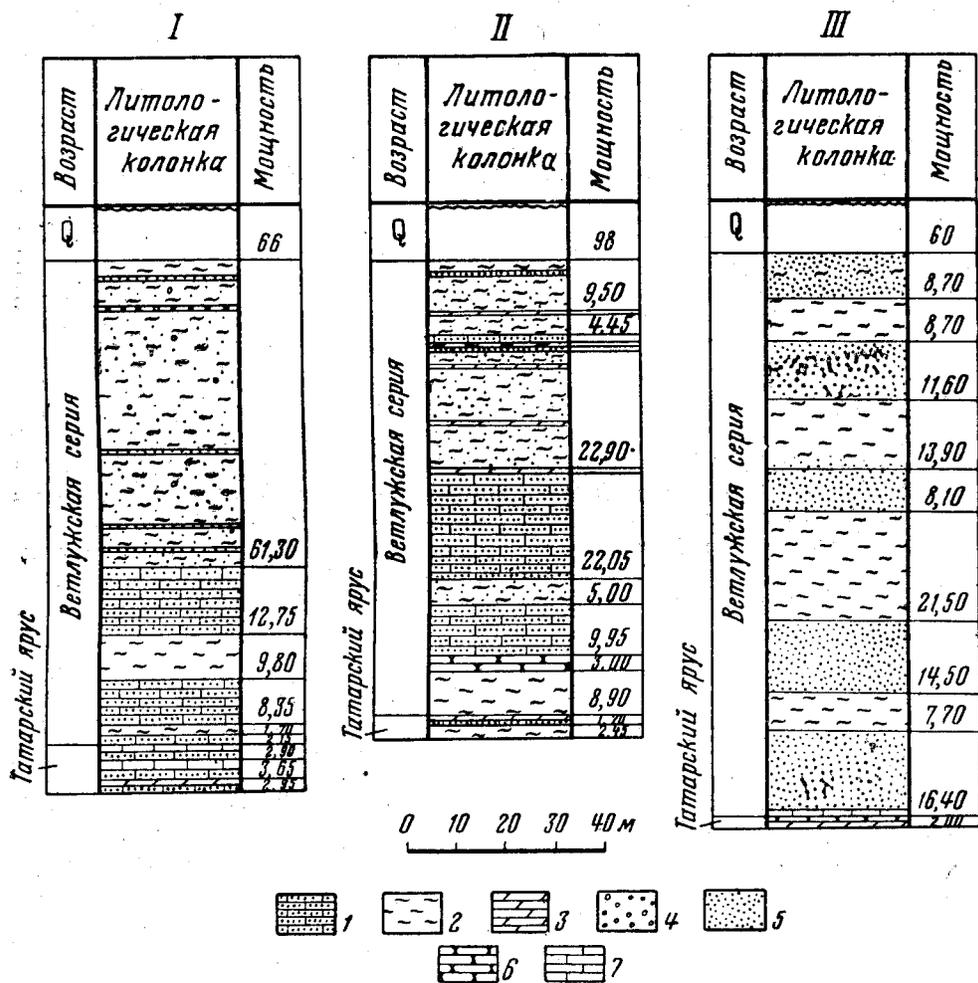


Рис. 73. Разрезы нижнего триаса по скважинам:

I — Пошехонье-Володарск; II — д. Якушево; III — д. Назарово (по Я. С. Никитину)

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — мергели; 4 — конгломераты; 5 — пески; 6 — алевролиты; 7 — известняки

в них две толщи: нижнюю песчаную и верхнюю красноцветную песчано-глинистую. Нижняя толща залегает с размывом на сухонской свите татарского яруса. Она состоит из рыхлых песчаников и песков, в основном кварцевых мелкозернистых, нередко глинистых, переходящих в песчанистые глины бурой, желтовато- и зеленовато-серой окраски. Песчаным породам подчинены прослои глин красно-бурых, голубовато- и зеленовато-серых песчанистых и известковистых, иногда с тонкой горизонтальной слоистостью. В образце песчаника из разреза одной скважины им обнаружены мелкие чешуи рыб. Мощность песчаной толщи Я. С. Никитиным определяется от 23 до 49 м.

Верхняя красноцветная песчано-глинистая толща представлена глинами яркими темно-красными, красновато- и коричневатобурыми,

иногда с оранжевым оттенком. В основном глины плотные, с тонкими прослойками и многочисленными линзами, пятнами и разводами голубой и зеленой песчанистой и известковистой глины.

Глинам подчинены прослои песчаников буровато-серых, желтоватых и зеленовато- и голубовато-серых, кварцевых и полевошпатовых, большей частью глинистых. Встречаются редкие маломощные прослои голубовато-серых (нередко с лиловатым оттенком) мергелей, переходящих в известковистые глины. В некоторых скважинах по всей толще триасовых отложений встречается мелкая плоская галька плотных глин и мергеля.

Минералогический комплекс терригенной части пород Вологодского разреза тот же, что и в отложениях свит бассейна р. Великой. Весьма интересными здесь оказались остатки остракод и эстерий, определенные как *Darwinula oblonga* Schneid, *D. laciniosa* Mand., *D. cf. liassica* (Brodie), *Estherites aequale* Lutk, *Esthгутта* Lutk. Последние две формы характерны для ветлужской серии, имеющей развитие в районе с. Мякса и г. Щербакова, где в аналогичных отложениях были найдены остатки *Trematosuchus*. В нескольких образцах серых песчаников и буровато-серых глин были обнаружены многочисленные водорослеподобные образования.

К северо-востоку от пологой мульды верховьев р. Сухоны, занятой нижнетриасовыми отложениями, широко распространяется северодвинская свита татарского яруса, описанная Е. М. Люткевичем по левобережным притокам р. Сухоны и в верховьях бассейна р. Ваги (по рекам Уфтюге, Кокшеньге и Устье). Она слагает северо-западное крыло структуры Сухонского вала, в центральной части которого выходит нижеустьинская и сухонская свиты татарского яруса. Нижний триас вновь появляется на северо-восточном периклинальном погружении Сухонского вала, где он трансгрессивно перекрывает северодвинскую свиту татарского яруса. Разрезы этой части северных районов развития триасовых отложений можно наблюдать в обнажениях левого берега р. Северной Двины, начиная от г. Котласа до пристани Пермгорье, и по р. Вычегде и ее притоку — р. Виледи. Описание разрезов было сделано А. И. Зоричевой в 1938 г.

В 12 км южнее г. Котласа, по правому берегу р. Малой Северной Двины, у с. Ефимовского, в местности «Соколки» и «Завражье», находятся знаменитые по своим находкам пермских *Tetrapoda* выходы песчаных линз северодвинской свиты. Ниже места раскопок (по течению реки) слои, заключающие эти линзы, заметно погружаются, и в разрезах над ними появляются глинисто-мергельные надлинзовые слои. Таков разрез и по левому берегу р. Малой Северной Двины и ее притокам — рекам Удимае и Реважу, где также наблюдаются северодвинские слои с песчаными линзами и залегающая над ними красно-бурая глинисто-мергельная толща.

Совсем отличные породы появляются по левому притоку р. Северной Двины — р. Уртомажу, в 8 км к западу от г. Котласа, и у Туровецкого погоста, по левому берегу р. Большой Северной Двины.

В нижнем течении р. Уртомажа (в 6 км от устья) можно наблюдать следующий разрез (сверху вниз):

1. Слабо сцементированные конгломераты, состоящие из зеленоватого песка с галькой кремня, кварцевого песчаника и кварца 2,5 м
2. Мергелистые глины коричнево-красной и светло-коричневой окраски с прослоями конкреционного известняка 14—15 „

У с. Туровецкого эти конгломераты имеют мощность всего лишь 1 м и залегают на красных глинистых мергелях (в верхней части про-

слой в 1 м глинистого известняка), в которых Н. С. Кобозевым были найдены остатки костей позвоночных*. Далее ниже по течению от с. Туровецкого до с. Княжина, можно проследить залегание этих песчано-конгломератовых отложений, которые у с. Бутовской увеличиваются в мощности до 10—12 м, а под с. Княжино снова уменьшаются, выклиниваясь совершенно к с. Комарице. Таким образом, они залегают в виде линзы, выполняя, по-видимому, эрозионную впадину в красновато-бурых мергелистых глинах татарского яруса, которые у с. Комарицы и по р. Вонгодице достигают 25—30 м мощности.

Наиболее типичные разрезы нижнего триаса описаны А. И. Зоричевой по левому берегу р. Большой Северной Двины у сел Лобановской, Усть-Канза, Лябля и пристани Пермогорье.

В овраге у с. Лобановской под четвертичными отложениями мощностью до 12 м залегают (сверху вниз):

1. Красно-коричневые мергелистые глины с темно-голубовато-зелеными песчанистыми прослоями	1,9 м
2. Конгломерат косослоистый с зеленоватым песком, с мелкой галькой роговиков и мергелистых глин	1,6 „
3. Косо- и горизонтальнослоистые пески желто-коричневой окраски	10 „

Под песками на бичевнике залегает слой малиновых глин (в 1 м) с прослоем конгломерата, характерного для низов развитой здесь части ветлужской серии. Он состоит из белой, зеленоватой и красной гальки мергеля и может служить маркирующим горизонтом. Такой тип конгломерата неоднократно встречался в бассейне р. Юга в нижней части касьяновской свиты. Ниже по течению от описанного обнажения по тому же берегу р. Северной Двины, у с. Усть-Канза, под мореной, наблюдаются диагональнослоистые уплотненные зеленовато-серые пески с галькой мергеля и прослоями конгломерата, содержащего кремневую гальку. Несколько далее под ними появляются мергелистые глины с прослоями глинистого известняка, которые А. Н. Мазарович неправильно относит к бережанской свите (так же, как и ряд других выходов до 18—22 м мощности), а А. И. Зоричева считает их татарскими. Песчано-конгломератовые отложения А. Н. Мазарович параллелизует с бузулукской свитой, что вполне вероятно, поскольку она имеет самое широкое распространение на Русской платформе.

Наибольшей мощности описанные отложения достигают у пристани Пермогорье (около 40 м), где в обнажении выходят пески горизонтально- и диагональнослоистые, с прослоями грубых конгломератов, конгломерато-песчаников и конкреционных песчаников. Окраска песков коричнево-серая с розоватыми прослоями, книзу меняется на зеленовато-коричневую, зеленоватую и серую с желтыми прослоями. По всей толще песков рассеяны включения редкой глинистой гальки и мелких «катунов» красных глин. Косослоистые конгломераты с галькой кремнистых пород залегают в виде горизонтального слоя, как и лиловато-серые конкреционные песчаники, состоящие из ряда округлых конкреций с мелкобугристой поверхностью. Пески, имеющие мощность до 34 м, залегают на твердом выступе красных и розоватых мергелистых глин, содержащих известковые конкреции и относящихся к нижележащим слоям татарского яруса. Ниже по течению р. Большой Северной Двины эти глины поднимаются над урезом воды и у с. Шилова достигают 16 м мощности.

* Найденные кости утеряны. За последнее время пермские и триасовые отложения по левобережью р. Северной Двины выделены и детально описаны Н. А. Пахтусовой. В них ею найдена фауна позвоночных и остракод, точно определивших стратиграфические границы между этими отложениями (Н. А. Пахтусова и М. А. Шишкин, 1962 г.).

В аналогичных мергелях, подстилающих маломощный песчано-конгломератовый слой в обнажении близ с. Черевкова (у оз. Ярилова), А. И. Зоричевой были найдены верхнепермские остракоды *Darwinula stelmachovi* Sprij., *D. inornata* Sprij. По минералогическому составу пески песчано-конгломератовой свиты Пермогорья состоят в легкой фракции: кварца, полевого шпата, обломков кремнистых пород и выветрелых минералов. В тяжелой фракции рудные, гранат, циркон, рутил, турмалин, сфен и очень много эпидота.

В состав гальки конгломератов входят кремнисто-глинистые и кремнистые породы, кварцевый песчаник, обломочные кремнистые породы с органическими остатками (спикули губок, радиолярии, фораминиферы) и жильный кварц. Минералогический состав песков ветлужской серии и северодвинских линз почти совершенно одинаков, так же как и петрографический состав гальки содержащихся в них конгломератовых прослоев.

Описанные слои нижнетриасовых отложений р. Большой Северной Двины залегают с сильным размывом на неровной поверхности верхнепермских отложений, образующих ряд пологих складок, которые прослеживаются в разрезах по появлению и погружению красно-бурых мергелей самой верхней части северодвинской свиты. К югу распространение ветлужской серии ограничивается районом верхнего течения р. Устья (до пункта, расположенного в 2—3 км ниже устья р. Пардонги) и р. Себы. По данным А. И. Зоричевой, выходы аналогичных пород нижнего триаса наблюдаются по р. Вычегде, на участке от д. Рыково до устья р. Часовицы, и по р. Виледи. Здесь наиболее интересными являются обнажения по притоку р. Виледи — р. Городишне, которые хорошо увязываются с нижнетриасовыми отложениями Яренской опорной скважины.

В основании выходов по этой реке залегают пески (мощность 8 м) зеленовато-желтой и голубовато-серой окраски с беспорядочно расположенными прослоями слабо сцементированного конгломерата, содержащего гальку кремней и роговиков величиной 0,5—5 см. Выше они приобретают тонкую горизонтальную слоистость и коричневатую-красную и розовато-серую окраску и содержат в кровле прослой коричневатокрасных глин и известковистых алевролитов с галькой кремня и известковыми стяжениями.

Пески покрываются слабоизвестковистыми малиново-красными глинами с ярко-голубыми алевролитистыми прослоями, мощность 10 м.

Самыми западными выходами нижнего триаса к северу от описанных разрезов р. Большой Северной Двины, у сел Пермогорье и Черевково, являются песчано-конгломератовые отложения верховьев р. Верхней Тоймы, установленные Н. А. Пахтусовой в 1950 г., и костеносные песчано-глинистые слои правого притока верховьев рек Пинеги и Полтомы. В этом районе в урочищах Бродовое и Быковка были вскрыты плотные пестроокрашенные глины светло-серого, голубого, ярко-красного и коричневого цвета с прослоями и линзами голубого алевролита, нередко содержащего конкреции серного колчедана. В одном из ожелезненных прослоев алевролита с редкой кремневой галькой найдены кости и щитки лабиринтодонтов. Судя по разрезам неглубоких скважин в верховьях р. Пинеги, в отложениях ветлужской серии преобладают глины, которые здесь были пройдены на глубину 25 м.

На востоке и северо-востоке рассматриваемой территории отложения нижнего триаса, как уже упоминалось ранее, прослеживаются непрерывно по рекам Сыsole, Вычегде, Выми, Яренге и Мезени вплоть до п-ова Канин.

К северу от выходов костеносных слоев на р. Лузе палеонтологически охарактеризованные отложения ветлужской серии вновь появляются на р. Яренге. Здесь в сводном разрезе (который приводится по материалам М. П. Раюшкина) отмечаются типичные для этой серии породы, а именно (снизу вверх):

- | | |
|--|------------|
| 1. Глины голубовато-зеленые и ярко-красные с линзами серых крупнозернистых известковистых песчаников | 5,5 м |
| 2. Песчаники зеленовато-серые и серые, крупнозернистые, слоистые, с прослоем костеносного конгломерата в 10—15 см, содержащего мелкую гальку кремня, роговика, мергеля и известняка, с линзами ярко-красных и голубоватых глин | 3,0 .. |
| 3. Пески зеленые, глинистые, крупно- и мелкозернистые, в горизонтальном направлении переходящие в серые песчаники; в нижней части содержат прослой мергеля (10 см) | 2,7 .. |
| 4. Глины ярко-красные, малиновые и голубовато-зеленые | 0,3—3,5 .. |
| 5. Глины голубовато-зеленые, песчанистые | 2,5 .. |

Кости позвоночных, найденные в прослоях конгломерата М. П. Раюшкиным, были предварительно определены И. А. Ефремовым, а затем часть их описана М. А. Шишкиным (1960). Последний установил принадлежность обломка основания черепа стегоцефала своеобразной форме, выделенной им в новый род и вид *Jarengia perplexa* Shishkin.

Геологический возраст этой формы М. А. Шишкин считает более молодым, чем *Benthosuchus*, а содержащие эти остатки отложения — самыми высокими горизонтами ветлужской серии или еще более поздними.

В 1951 г. в этом районе (в с. Яренске) бурением опорной скважины нижний триас был вскрыт на всю его мощность. Этот разрез, характеризующий осевую зону Главного прогиба Севера Русской платформы, был детально изучен А. И. Зоричевой и может служить опорным. Ниже приводится описание разреза этой скважины, который является продолжением на глубину описанных М. П. Раюшкиным выходов по р. Яренге и ее притокам (рис. 74).

По данным А. И. Зоричевой, нижний триас выделяется здесь под четвертичными отложениями на глубине 163,4—10,4 м. В основании его, как и в большинстве разрезов на Русской платформе, залегают песчано-конгломератовая пачка пород с галькой кремня, кварца, кварцита, а также подстилающих мергелей и глин татарского яруса (см. рис. 74). В прослое кирпично-красных глин этой пачки были обнаружены мелкие обломки костей *Benthosuchidae*¹, что подтверждает и палеонтологически правильность установления стратиграфической границы между ветлужской серией и татарским ярусом (рис. 75). По прин-

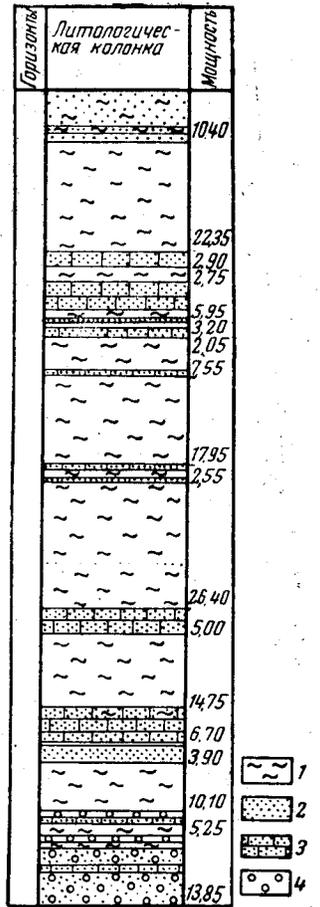


Рис. 74. Разрез нижнетриасовых отложений Яренской опорной скважины (по А. И. Зоричевой)

1 — глины; 2 — пески; 3 — песчаники; 4 — конгломераты

¹ Определения М. А. Шишкина.

бипу циклического осадконакопления здесь выделяются четыре довольно однообразно построенных горизонта (снизу вверх):

1. Нижний горизонт, залегающий на сильно размытой поверхности пород северодвинской свиты, состоит в основании из коричневато-серых песков с крупной галькой кремня, кварца и известняка и конгломератов с галькой того же состава, цементированной известковистым песчаником. Кверху пески переходят в переслаивание глин, глинистого конгломерата и голубовато-серого песчаника, а затем — в толщу красновато-коричневых и темно-коричневых глин, местами горизонтальнослоистых. В конгломератах были найдены мелкие обломки костей *Benthosuchidae* и неопределимые чешуйки рыб, а в глинах раковин филлопод *Estneriites aeguale* (Lutk.), *Esth. gutta* (Lutk) 29,2 м

2. Горизонт также начинается слоем песков и песчаников желтовато-серых слюдястых, содержащих немногочисленную хорошо окатанную гальку мергеля и кремней. На них налегают буровато-красные и коричневые глины с голубовато-серыми гнездами глин и песчаника, пронизанных жилками кальцита 25,35 „

3. В основании 3-го горизонта залегают серые, красновато-коричневые и голубовато-серые песчаники, характеризующиеся слоистостью речного типа. Они переходят в тонкослоистые слюдястые глины, а затем (как и в нижних горизонтах) в красновато-коричневые, кирпично-красные и бурые, то жирные, то алевролитистые глины. Последние на изломе имеют черные железистые пленки и содержат линзовидные прослои голубовато-серых глинистых и слюдястых песчаников, мелкие известковые стяжения и рассеянные кристаллы пирита. Весьма интересным здесь является наличие кристаллов барита, содержащихся в гнездах песчанистого известняка (на глубине 63,25—63,80 м). Конкреции барита в слоях глин нижнего триаса впервые были описаны Е. М. Люткевичем к востоку от Яренского района, в обнажениях левого берега р. Выми, близ с. Шошки. Образование их он связывает с гидротермальными процессами, вызванными интрузивной деятельностью основной магмы, проявившейся в древнекиммерийскую фазу в районе Сереговских дислокаций, когда в Сереговский соляной купол по разломам внедрились диабазовые интрузии. 58,6 м

Последний, 4-й горизонт, в основании слагается мощной пачкой серовато-зеленых и зеленовато-серых полимиктовых глинистых песчаников, содержащих гнезда кирпично-красной и голубовато-серой глины, а также рассеянную гальку этих глин и мелкие обломки неопределимых костей (рыб? лабиринтодонтов?). Прослои глин в песчаниках содержат бобовидные железистые стяжения и растительный детрит. Выше песчаников залегают мощная пачка голубовато-серых и зеленоватых глин, переходящих в самом верху в кирпично-красные. Глины неструктурные, жирные или песчанистые, местами уплотненные, известковистые, местами комковатые, содержат большое количество известковых конкреций 40,1 „

Нижнюю часть разреза Яренской опорной скважины мощностью 58—59 м можно сопоставлять с касьяновской или бузулукской свитами, верхнюю же (в которой преобладают глины) — с верходворской свитой более южных районов.

Красные с зеленовато-голубыми прослоями глины верхней части описанного разреза можно наблюдать в обнажениях правого берега р. Вычегды, у сел Жешарт, Гам, Айкино, Додзь и Визябож. В свое время они были отнесены Е. М. Люткевичем к ветлужской серии, а А. Н. Мазаровичем выделены в жешартские слои того же нижнетриасового возраста.

По левым притокам р. Вычегды имеются лишь единичные мало-мощные выходы красных глин, переслаивающихся с зеленовато-серой слюдястой алевролитистой глиной. Глины нередко содержат конкреции плотного розового мергеля с жилами кристаллического кальцита и рассеянные кристаллы пирита. В этой толще встречаются водоносные пески зеленовато-серого цвета. Выходы на поверхность описанной толщи наблюдаются по р. Вычегде около с. Визябож и д. Додзь, по р. Чев-ю, р., Дырнос, вблизи г. Сыктывкара, по среднему течению р. Лопью, по р. Сыsole, в верхнем ее течении, и р. Кажиму, по притокам последней и по р. Локчиму. На неровной поверхности красноцветных глин в верхнем течении р. Сыsole и по ее правому притоку р. Кажиму мно-

гочисленными разведочными скважинами вскрыта рудоносная толща. Она состоит из перемежающихся песчаных, слюдяных глин и глинистых песков с подчиненными им прослоями и линзами песчано-глинистого сидерита, сферосидерита и железистого мергеля, а также песчаника и конгломерата. Цвет рудоносной толщи, имеющей наибольшую мощность 14—20 м, различен: от буровато-желтого до бурого и от светло-серого до серовато-зеленого. Рудные горизонты, числом до шести, мощностью от 0,2 до 0,3 м и реже 0,5 м, приурочены к наиболее песчаным пачкам рудоносной толщи. Обширные площади распространения рудной толщи Сысольского бассейна неоднократно разведывались. И. Е. Худяев (1936), изучавший кажимские месторождения сидеритов и геологическое строение районов Сысольского бассейна, отнес обе толщи красноцветных глин и рудоносную к татарскому ярусу. На основании такого определения возраста выходы верхнепермских отложений среди сплошного поля развития юры и мела он рассматривал как появление структур на продолжении Вятского вала, которые он выделил в Сысольский вал. В результате проведенных в 1944—1945 гг. поисковых и разведочных работ на кажимских месторождениях сидеритов возраст рудоносной толщи был пересмотрен и определен как нижнетриасовый, а в настоящее время бурением опорной скважины в с. Кажиме подтвердилась принадлежность к тому же возрасту и толщам подстилающих ее красноцветных глин. Кажимской опорной скважиной в 1958 г. пройдены пестроцветные песчано-глинистые образования нижнего триаса мощностью 170 м с базальными конгломератами в основании, залегающими на мергелях верхнетатарских отложений, охарактеризованных остракодами.

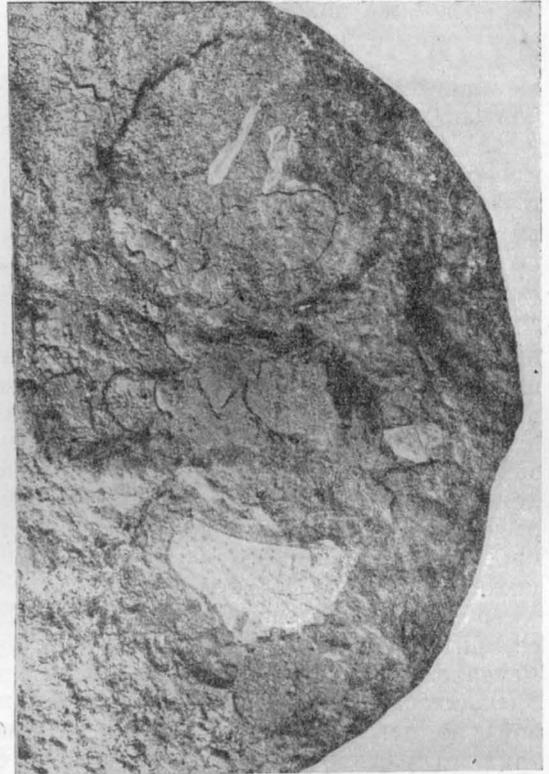


Рис. 75. Фрагменты костей *Benthosuchidae*.
Фото А. И. Зоричевой

Широким распространением пользуются нижнетриасовые отложения и по правым притокам р. Вычегды в Юго-Западном Притиманье. Здесь они занимают всю область нижнего течения р. Выми и среднего и верхнего течения р. Вишеры.

Несмотря на плохую обнаженность и трудность установления стратиграфических контактов, при геологической съемке этих районов К. К. Волосовичем в ветлужской серии были выделены две свиты: нижняя — вишерская и верхняя — кылтовская. Первая представлена зеленовато-серыми песками с подчиненными им прослоями песчаников и конгломератов (с галькой кремней и роговиков), переслаивающихся

с красными и зелеными глинами; вторая — красными и пестроокрашенными глинами (с пятнами и прослоями зеленого цвета), которым подчинены зеленоватые и серо-розовые пески и песчаники (залегающие маломощными прослоями и линзами).

Нижняя, вишерская свита наблюдается на реках Вишере и Ен-ю, где она контактирует с верхней свитой татарского яруса. В качестве опорного разреза приводим обнажение левого берега р. Вишеры, примерно в 1 км ниже устья р. Галеша-Йоль. Здесь под оползнем ленточных глин и валунных суглинков видны (сверху вниз):

- | | |
|---|---------|
| 1. Зеленовато-серый песок с редкой галькой метаморфических пород и хорошо выраженной диагональной слоистостью | 6 м |
| 2. Прерывающийся прослой пиритизированного конгломерата | 0,15 .. |

Последний залегают на размытой поверхности голубоватых и красных глин татарского яруса, видимая мощность которых здесь всего 0,65 м. Описанный разрез прослеживается по р. Вишере вплоть до устья р. Ен-ю; при этом наибольшая мощность песков в нем достигает 15—20 м; по направлению к западу она уменьшается.

На р. Ен-ю вишерская свита вскрывается в частых, но маломощных выходах и состоит из тех же грязно-зеленых песчаников, переходящих в конгломераты, с прослоями красных и зеленых глин. Несколько видоизменяется ее состав на р. Весляне. В небольших обнажениях, наблюдающихся в 77—88 км выше по течению р. Весляны, преобладающей породой являются глины; прослой же песчаников местами содержат конгломераты с редкой галькой метаморфических пород. Здесь интересна разновидность ярко-красных и ярко-зеленых конгломератовых прослоев, целиком состоящих из гальки глин, весьма характерных для нижней свиты р. Северной Двины.

К вишерской свите нужно относить и выходы пород по р. Выми и ее притоку р. Елве, в которых отсутствует грубообломочный галечный материал в таком количестве, как это наблюдается в других районах. Здесь весьма интересным является обнажение (описанное А. И. Зоричевой) по левому берегу р. Выми против с. Божью Дор, где виден контакт ветлужской серии с татарским ярусом. На красновато-коричневых мергелистых глинах последнего залегают с размывом:

- | | |
|---|---------|
| 1. Песок мелкозернистый, глинистый, коричневый, с голубоватыми неправильными прослоями, уплотненный | 0,5 м |
| 2. Глина известковая, красновато-коричневая, однородная. Отделяется от подстилающих ее песков прослоем голубого глинистого алевролита | 1 .. |
| 3. Песок серовато-голубой, косослоистый, с крупными гальками и «катунами» (до 0,15 м) голубой глины и мелкой галечкой цветных кремней | 0,20 .. |
| 4. Песок зеленовато-коричневый, состоящий из угловатых зерен кварца и кремня, косослоистый, содержит гальку кирпично-красной глины и два прослоя песчаника и конгломератовидного песчаника, а также линзовидные прослои красновато-коричневой глины | 1,55 .. |
| 5. Песок глинистый, зеленовато-коричневый с малиновыми полосами, горизонтальнослоистый, с тонкими прослоями кирпично-красных глин | 1 .. |
| 6. Глина коричнево-красная с голубоватыми неправильными прослоями — 0,3 м. В серовато-голубых песках обнажения, аналогичного описанному, но расположенного в устье р. Елвы, были найдены мелкие обломки костей <i>Benthosuchus</i> . | |

Верхняя так называемая кылтовская свита состоит по преимуществу из глинистых пород. Она имеет распространение в верхнем течении р. Вишеры, на реках Княжпогостской Кылтовке, Пожеге и Чубе, в нижнем течении р. Елвы и в ряде пунктов нижнего течения р. Выми. Взаимоотношения ее с нижней вишерской свитой вследствие отсутствия хороших обнажений проследить не удается. Наиболее типичный разрез

кылтовской свиты К. К. Воллосовичем приводится по р. Княжпогостской Кылтовке, в 14 км от ее устья. Здесь наблюдаются и красные глины с линзами голубовато-зеленого диагональнослоистого рыхлого песчаника и выклинивающимися прослоями уплотненных серо-зеленых и серо-розовых песков. Последние содержат шаровидные конкреции известковистого песчаника и гальку глин. Мощность этих отложений 9 м. Наиболее полно нижнетриасовые отложения изучены в нижнем течении р. Выми. Здесь они были вскрыты на всю их мощность на крыльях Сереговской солянокупольной структуры скважинами структурно-картировочного бурения. Они имеют мощность 68—140 м и хорошо сопоставляются с разрезом Яренской опорной скважины. По данным А. И. Зоричевой, изучавшей эти разрезы, в основании их повсюду выделяется первый цикл Яренского разреза, состоящий из зеленовато-серого слюдястого песка, переслаивающегося с конгломератом и известковистым песчаником. Конгломерат содержит гальку кварца, кремня, известняка и зеленокаменных пород. Выше песок переходит в переслаивание глин, песчаников и алевролитов, а затем в буровато-коричневые глины. Мощность описанного цикла 32—40 м. В некоторых скважинах песчано-конгломератовая пачка значительно уменьшается в мощности, в других — в ней появляются темно-коричневые и кирпично-красные алевролиты.

Следующий, второй цикл, так же как и в Яренском районе, начинается буровато-коричневыми (местами пестроцветными) слюдястыми глинистыми песками с галькой мергеля и глин и мелкими линзами и прослоями пестроцветных глин. Выше они сменяются алевролитскими глинами, буровато- и красновато-коричневыми, с черными пленками на плоскостях отдельности. Мощность цикла 22 м.

Третий цикл прослеживается в более полных разрезах. В основании его залегают разнозернистый серовато-коричневый песок, переходящий в буровато-красные глины и алевролиты с голубовато-серыми пятнами и прослоями.

Четвертый цикл Яренского разреза в районе Сереговских дислокаций отсутствует.

К северу от последнего выхода отложений ветлужской серии в бассейне р. Выми (выше устья р. Елвы) восточная граница нижнего триаса резко поворачивает на северо-запад к бассейну р. Мезени. В этом районе полоса распространения их значительно сокращается за счет, по-видимому, выпадения верхней свиты, так как преобладающими породами в немногочисленных выходах, которые описаны, являются зеленовато-серые песчаники и конгломераты.

Впервые их нижнетриасовый возраст был установлен А. А. Малаховым (1940 а, б) по их трансгрессивному залеганию на различных горизонтах татарского яруса, а главное, значительному количеству находок костей нижнетриасовых лабиринтодонт, принадлежащих семейству *Benthosuchidae*. Ниже приводятся описания выходов по р. Мезени, изученных этим исследователем. В 1—2 км ниже с. Конещелье под слоем безвалунного суглинка залегает мелкозернистый грязно-серый песок (3 м) с линзовидным прослоем конгломерата (0,4—0,7 м), заключающего гальку разноцветных кремней. Песок подстилается зеленовато-серыми глинами с прослоем красных глин (3—4 м). Ниже, под осыпью, выступают зеленовато-серые мергели, с проплатками известняков белошельской свиты татарского яруса. Этот разрез прослеживается до устья р. Кыты, причем в контакте с белошельской свитой залегают или ярко-красные глины, или конгломераты. В 6—7 км ниже устья р. Везы, по р. Мезени, слои ярко-красных глин лежат не на белошельских, а на елвинских зеленовато-серых мергелях и известняках.

Налёгание на эту же свиту нижнетриасовых отложений отмечается А. А. Малаховым также при описании разрезов по рекам Пыссе и Мезенской Пижме, в 1,5—2 км ниже Белой Щели. Взаимоотношение их с красноцветными мергелями самого верхнего, мезенского горизонта татарского яруса он наблюдал в обнажении по р. Суббачу, находящемся в 40 км выше ее устья.

Кроме перечисленных пунктов, нижнетриасовые отложения были констатированы А. А. Малаховым по притокам р. Мезени: рекам Выбору, Нобе, Низьме, Мутусье, Пезе (у с. Мосеевской), по правым притокам рек Вашки-Цебьюге и Куле и в бассейне р. Цильмы.

Наиболее интересным является обнажение по р. Куле, в 35 км от устья, где были обнаружены костеносные конгломераты. Здесь наблюдаются следующие слои (снизу вверх):

- | | |
|---|--------|
| 1. Конгломерат, переходящий в песчаник и красные с зеленоватыми пятнами и прослоями глины | 4,25 м |
| 2. Серые и зеленовато-серые пески с прослоями до 0,5 м конгломерата, состоящего из мелких галек разноцветных кремней и содержащего остатки костей рыб и кости <i>Benthosuchus</i> sp. | 4 " |
| 3. Светло-желтые пески и галечники четвертичного возраста | 0,75 " |

Костеносные слои выходят также по р. Выбору, в 3 км от устья, где они заключены в известково-глинистые пески серо-голубого цвета. Эти пески содержат прослой серо-зеленого грубозернистого мелкоплитчатого песчаника с галькой глин и мергелей и конгломератовидного песчаника с галькой кремней и красных, зеленых и бурых мергелей и доломита. Прослой последнего мощностью 0,3 м содержат фрагменты костей и чешуи рыб. Ниже по течению этой реки в подобных косослоистых конгломератовидных песчаниках (до 4 м мощности) с аналогичной галькой были найдены остатки костей тех же лабиринтодонт и чешуи рыб. Выходы нижнего триаса с фаунистическими остатками были встречены также по р. Мутусье, в 7 км от устья, по р. Нобе, вблизи устья, и по р. Мезени, у с. Койнаса. А. А. Малахов отмечает, что повсюду остатки бентозухид содержатся в пропластках конгломератов, залегающих линзовидно, среди красных и зеленых пятнистых глин и зеленовато-серых песков, и приурочиваются как к основанию разреза, так и к его верхней части.

Большинство остатков фауны позвоночных, найденных в бассейне р. Мезени, по определению И. А. Ефремова, принадлежит к одному типу нижнетриасовых лабиринтодонт семейства *Benthosuchidae* и лишь некоторые фрагменты имеют сходство с *Trematosuchus jakovlevi* Rjab. Вся эта фауна, типичная для ветлужской серии, может быть сопоставлена с доставленной из месторождений Шарженьги, Юга и Лузы.

В бассейне р. Мезени нижнетриасовые отложения залегают горизонтально на слабодислоцированных породах татарского яруса, образующих местами ряд небольших пологих складок тиманского направления (с северо-запада на юго-восток). От бассейна р. Мезени они распространяются на запад по среднему и верхнему течению р. Вашки вплоть до р. Полтомы, правого притока верховьев р. Пинеги, где при разведочных работах были обнаружены костеносные слои, о которых уже упоминалось выше.

К северу от бассейна р. Мезени нижнетриасовые отложения констатированы по р. Пезе, где они представлены красными и зелеными глинами с прослоями конгломератов, содержащих гальки кремней.

Как залегают и распространяются они еще далее к северу от этих выходов по р. Пезе, неясно, так как там вплоть до п-ова Канин развит

мощный покров четвертичных отложений, под которым, возможно, залегают юрские отложения. В 1947 г. Е. М. Люткевич при маршрутных геологосъемочных работах установил на Канине развитие нижнего триаса, залегающего трансгрессивно и несогласно на татарском ярусе, верхнем карбоне, верхнем девоне и метаморфической толще. Большая часть выходов приурочена к восточному берегу Канина между устьями рек Ярней и Жемчужной, откуда они, возможно, распространяются в глубь полуострова к верхнему течению р. Надтея. В районе р. Ярней в основании выходов нижнего триаса залегают зеленые глинистые пески и глины, покрываемые красными глинами с конкреционным красноватым и розоватым известняком. Их подстилают конгломератовидные, оолитовые глинистые известняки или серые водорослевые известняки ярнейской свиты татарского яруса, выделенной Е. М. Люткевичем. Выходы ветлужской серии на восточном берегу лагуны, образующейся в устье р. Жемчужной, представлены горизонтальнолежащими глинами, красными и малиновыми, сильнослюдистыми. Они залегают на круто падающих на юго-запад девонских малиново-бурых мергелях и зеленовато-бурых песчаниках с растительными остатками. На северо-восточном склоне Канина, по правому берегу р. Мурсей-яха, под валунными глинами обнажаются красные слюдистые глины с участками зеленых песков мощностью до 2—3 м. Они лежат на головах пластов метаморфических сланцев, а ниже по течению реки — на пологопадающих отложениях девона. В одном из пунктов между реками Рыбной и Тавро-яха Е. М. Люткевич отмечает среди глин и песков пропласток конгломерата, состоящего из гальки верхнекарбонного известняка с бурыми кремнями и обломками кораллов *Rugosa*. Залегание нижнетриасовых отложений на верхнекаменноугольных известняках наблюдается на берегу моря северо-западнее устья р. Рыбной. В последних пунктах мощность их невелика и не превышает 1,5—3 м. Наибольшая же мощность указывается Е. М. Люткевичем для района р. Ярней (до 15 м), которая, возможно, увеличивается по направлению к р. Жемчужной и на северо-запад, к верхнему течению р. Надтея.

Сопоставление описанных песчано-глинистых образований п-ова Канин с ветлужской серией Русской платформы, при отсутствии в них палеонтологических остатков, Е. М. Люткевич делает на основании следующих соображений: 1) резкого литологического различия с подстилающей их ярнейской свитой татарского яруса и большого сходства с разрезами Притиманья; 2) залегания под отложениями средней юры и несогласного залегания на отложениях татарского яруса на р. Ярнее и 3) несогласного залегания их на размытой поверхности разновозрастных отложений в других пунктах. Начало отложений ветлужской серии на п-ове Канин Е. М. Люткевич относит ко времени ее образования на всей Русской платформе после пфальцской фазы герцинского тектогенеза, в условиях временных потоков и мелководных озер.

ПЕЧОРСКИЙ БАССЕЙН

Широкое распространение отложений триаса в Печорской депрессии установлено в самое последнее время. На восточном погружении Тимана отложения достоверно триасового возраста были известны лишь по р. Цильме и ее притокам.]

В бассейне р. Печоры (в восточной его части) некоторыми исследователями (О. Л. Эйно́р, Н. В. Шмелев и др.) к нижнему триасу предположительно относились самые верхи разреза надугленосной толщи, сравнительно слабо литифицированные и залегающие почти горизон-

тально. В различных местах эти отложения описывались под названием «бурой» толщи, косослоистой толщи, лапташорской свиты, верхнейягинской свиты. Кроме перечисленных свит, триасовый возраст которых теперь уже не вызывает сомнений, к триасу предположительно относились нечинская и плешшорская свиты, которые, по последним данным, имеют пермский возраст.

Еще в 1936 г. А. Л. Яншиным было высказано предположение о том, что «бурая» толща, описанная Е. В. Воиновой на р. Большой Сыне, имеет среднетриасовый или даже скорее верхнетриасовый возраст, тогда как подстилающая ее «пестроцветная» толща соответствует в основном нижнему триасу.

В подтверждение взглядов А. Л. Яншина, в последнее время палеонтологически доказано, что в Печорском бассейне имеются мощные толщи нижнего и верхнего триаса, причем не исключена возможность присутствия здесь и среднего триаса.

Несмотря на слабую обнаженность пород триасового возраста, можно предполагать, что они занимают в Печорской депрессии обширные площади, приуроченные к пологим прогибам, которые разделяются узкими антиклинальными зонами, сложенными породами палеозоя.

В. П. Горский намечает здесь в направлении с юго-запада на северо-восток пять крупных районов распространения триаса: между Тиманом и Печорской грядой, между Печорской грядой и кряжем Чернышева, между кряжем Чернышева и Уралом в бассейне р. Косью, между кряжем Чернышева и Уралом в бассейнах рек Адзвы и Малой Роговой, между грядой Чернова и Пай-Хоем.

В первом из перечисленных районов все известные выходы триаса тяготеют к восточному склону Тимана. В северной части восточного склона Тимана выходы триаса были описаны А. А. Малаховым на р. Цильме, в 1,5 км ниже устья р. Мылы, и в нижнем течении последней. Здесь выше мергелей и известняков белощельской свиты татарского яруса обнажаются зеленые и красные глины, перекрываемые зеленовато-серыми конгломератовидными песчаниками, содержащими гальку мергелей, песчаников, кремней и яшмы. В этих песчаниках были найдены кости черепа и конечностей мелких рептилий из семейства *Benthosuchidae*, чешуи рыб и раковины филлопод, определенные Е. М. Люткевичем как *Estherites aequale* (Lutk.) и *Estherites gutta* (Lutk.).

Эти остатки с несомненностью доказывают нижнетриасовый возраст конгломератовидных песчаников. От устья р. Мылы полоса нижнетриасовых глин и песчаников прослежена на юго-восток до верховьев р. Усы (правый приток р. Цильмы).

В последнее время благодаря спорово-пыльцевым исследованиям В. С. Малявкиной установлено, что в южной части юго-восточного склона Тимана, в бассейне р. Буркема, имеются отложения верхнего триаса (рэта), представленные песчаниками, глинами и мергелями. Несколько восточнее от этого участка, по р. Лемью, в районе пос. Савинобора, и в бассейне р. Большой Ляги скважинами Ухтнефтекомбината пройдены толщи пестроцветных песчаников и конгломератов, которые могут быть параллелизованы с достоверно триасовыми отложениями, обнажающимися восточнее по р. Перебору и р. Большой Сыне.

В районе, расположенном между Печорской грядой и кряжем Чернышева, отложения триаса обнажены только по правым притокам р. Печоры — Перебору, Залазной, Малому Аранцу и в бассейне р. Сыни — по рекам Большой Сыне, Малой Сыне, Кыдрасью, Ян-ю и др.

По р. Перебору вскрывается один из наиболее полных разрезов триаса. В этом районе к триасу В. П. Горским отнесены, выделенные

еще в тридцатых годах и относившиеся ввиду отсутствия палеонтологических данных к верхней перми, березовская, бызовская и переборская свиты так же, как и перекрывающая их залазнинская свита, впервые описанная В. И. Чалышевым (1959).

Березовская свита представлена чередующимися друг с другом красными аргиллитами и голубовато-серыми крупнозернистыми песчаниками, содержащими иногда гальку красного аргиллита.

Мощность свиты определена приблизительно в пределах от 180 до 250 м. По своему внешнему облику и по положению в разрезах рек Перебора и Большой Сыни выше сероцветной песчано-сланцевой печорской свиты, содержащей растительные остатки казанского возраста, березовская свита могла бы быть параллелизована с татарским ярусом Северо-Востока Русской платформы, однако спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный в этой свите, указывает скорее на нижнетриасовый ее возраст.

Бызовская свита сложена светлыми голубовато-серыми слабо сцементированными косослоистыми среднезернистыми песчаниками с тонкими пропластками мелкогалечного конгломерата, часто состоящего из галек красной глины подстилающей березовской свиты. Мощность бызовской свиты около 400 м.

Переборская свита, налегающая на бызовскую, связана с ней постепенным переходом и состоит из чередующихся слоев пестрого конгломерата, желтого и розового песчаника и в меньшей мере малиново-красного аргиллита.

Мощность переборской свиты около 450 м. Контакт ее с вышележащей залазнинской свитой в обнажениях не прослеживается.

Залазнинская свита сложена серыми среднезернистыми слабо сцементированными слюдястыми песчаниками с редкими прослоями темно-серого аргиллита и линзами листоватого бурого угля.

В песчаниках часто встречаются крупные обломки витренизированной древесины. В аргиллитах Л. М. Варюхиной в 1959 г. обнаружен верхнетриасовый спорово-пыльцевой комплекс. На ручье Вертном в этой свите Б. И. Грибановым найдены растительные остатки, определенные Х. Р. Домбровской как *Cladophlebis* sp., *Danaeopsis* sp., *Taeniopteris* (?) sp., *Todites* sp. Мощность залазнинской свиты более 500 м. К северу от р. Перебора площадь распространения залазнинской свиты расширяется. Здесь она обнажается по рекам Залазной, Малому Аранцу и переходит в бассейн р. Большой Сыни.

В разрезах р. Большой Сыни В. П. Горский относит к триасу как «бурую», так и «пестроцветную» толщи Е. В. Воиновой, выделенные ею здесь впервые в 1935 г. В. П. Горский считает, что «пестроцветная» толща Е. В. Воиновой соответствует березовской, бызовской и переборской свитам разреза р. Перебора, выше которых могут быть выделены еще две свиты, названные краснокаменной и надкраснокаменной.

«Бурая» толща Е. В. Воиновой получила название сынинской свиты.

Березовская свита в нижней своей части литологически мало отличается от подстилающей ее печорской угленосной свиты, однако содержит уже нижнетриасовый комплекс спор и пыльцы. Верхние две трети свиты представлены красными глинами и голубоватыми песчаниками. В нижней части красноцветной толщи имеется пачка конгломератов. Мощность березовской свиты 325 м.

Бызовская свита на р. Большой Сыне имеет такой же литологический состав, как и на р. Переборе. Мощность ее равна 440 м. На березовскую свиту она ложится, по-видимому, с размывом; в вышеле-

жащую же, переборскую переходит совершенно постепенно путем увеличения в разрезе роли конгломератов.

Переборская свита, так же как и в своем стратотипическом разрезе, состоит преимущественно из пестрых конгломератов с галькой кварцитов, кремнистых сланцев, туфов, порфиристов, гранито-гнейсов, гранитов, кварца и других пород. В песчаниках верхней части свиты встречаются скопления гороховидных оолитов бурого железняка.

В вышележащую краснокаменскую свиту переборская свита переходит постепенно путем исчезновения из разреза конгломератов. Мощность переборской свиты на р. Большой Сыне равна 200 м.

Триасовый возраст переборской свиты доказан обнаружением в ней верхнетриасового комплекса спор и пыльцы.

Краснокаменная свита, связанная с переборской свитой постепенным переходом, сложена малиново-красными аргиллитами и желто-бурыми разнозернистыми песчаниками, содержащими иногда обломки красных аргиллитов. Мощность свиты около 340 м.

Надкраснокаменная свита начинается 100-метровой толщей зеленовато-серого мелкозернистого косослоистого песчаника с редкой мелкой галькой кремней и серого аргиллита.

В песчанике встречаются тонкие углистые линзочки, а на некоторых поверхностях наслоения заметны скопления мелкого обуглившегося растительного детрита и чешуек слюды. Выше идет мощная пачка зеленовато-серых аргиллитов, в нижней части окрашенных еще в красноватые тона, а в верхней части содержащих тонкие прослои углистых сланцев. Мощность свиты 300 м. Возраст ее по спорам и пыльце определяется как верхнетриасовый.

Сынинская свита («бурая» толща Е. В. Воиновой) дает большое количество обнажений по рекам Большой Сыне, Малой Сыне, Кыдзрасью, Ян-ю и др., а также вскрыта буровыми скважинами, пробуренными около железнодорожных станций Ян-ю, Виль-ю и Сыня. Свита состоит из слабо сцементированных косослоистых слюдистых песчаников, содержащих большое количество шарообразных конкреций пирита (диаметром 1—2 см) и витренизированных обломков древесины. Песчаникам подчинены слои серого, иногда коричневатого аргиллита, для некоторых прослоев которого характерна шаровая отдельность. В аргиллитах, реже в песчаниках, встречаются определяемые растительные остатки. В обнажениях по р. Большой Сыне В. П. Горским были найдены *Paracalamites* sp., *Yuccites* sp., *Carpolithes* sp., а по р. Ян-ю *Paracalamites* sp., *Lepidopteris ottonis* (Goepp.) Schimper, *Aipteris nerviconfluens* Brick., *A. cf. pinnata* Sibt., *Aipteris* sp., *Taeniopteris ensis* (Oldh.) Zeill., *Ctenopteris* sp., *Ptilozomites* sp., *Yuccites* (*Glossophyllum*) *spathulatus* Pryn., *Noeggerathiopsis* (?) sp., *Sphenobaiera* sp., *Tersiella* sp. По мнению В. П. Владимирович, в этом комплексе присутствуют формы, характерные как для верхнего и среднего, так и для нижнего отделов триаса. В керне скважины у ст. Сыня Ф. И. Енцовой были найдены *Equisetites* sp., *Paracalamites* sp., *Danaeopsis* aff. *fecunda* Halle, *Cladophlebis* cf. *parvifolia* (Compter), *Cladophlebis* sp., *Aipteris nerviconfluens* Brick., *Doratophyllum* *Entsovae* sp., *Glossophyllum syense* sp. n., *Carpolithes kaviformis* sp. n., *Carpolithes* sp.

По заключению М. Ф. Нейбург, этот комплекс соответствует кейперу.

Споры и пыльца, содержащиеся в аргиллитах сынинской свиты, исследовались Г. М. Романовской, которая впервые и отнесла их к верхнему триасу (точнее к рэт-лейасу).

В. С. Малявкина этот же спорово-пыльцевой комплекс считает кейперским. Мощность сынинской свиты в рассматриваемом районе превышает 300 м. Во всех известных обнажениях этой свиты она перекрывается отложениями четвертичного возраста.

К северу от бассейна р. Большой Сыни триасовые отложения вскрыты буровыми скважинами на обширной территории от нижнего течения р. Усы до г. Нарьян-Мара. Триасовые отложения этого района, согласно данным В. П. Абрамова и Ф. И. Енцовой, могут быть подразделены на нижнехейягинскую и верхнехейягинскую свиты.

Нижнехейягинская свита, вскрытая скважинами только в южной части Усинско-Колвинского свода, представлена рыхлыми зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями буровато-красных алевролитов и глин. Вскрытая ее мощность (на 30 октября 1959 г.) равнялась 330 м.

Верхнехейягинская свита пройдена скважинами в районах южной части Усинско-Колвинского свода, нижнего течения р. Лаи, пос. Хоседа-Харда и г. Нарьян-Мара. Эта свита, представленная, так же как и нижнехейягинская, рыхлыми песчаниками и глинами, делится на две толщи: нижнюю, преимущественно пестроцветную, и верхнюю — сероцветную с тонкими пропластками угля. В верхней подсвите, вскрытой на Усинско-Колвинском своде, В. С. Ищенко обнаружен триасовый спорово-пыльцевой комплекс, а М. Ф. Нейбург определены *Glossophyllum* sp., *Callipteridium remotum* В r i k., указывающие на кейперский возраст этой толщи.

Мощность верхнехейягинской свиты 420—440 м.

Третий район, в котором выделяются триасовые отложения, расположен между краем Чернышева и Уралом в бассейне р. Косью. В самой южной его части отложения, предположительно относимые к триасу, обнажаются по р. Косью, вблизи устья р. Вангыра. Единственным пока основанием для отнесения распространенных здесь отложений к триасу является некоторое литологическое их сходство с отложениями р. Большой Сыни и одинаковая последовательность сходных свит в разрезе.

Ниже по р. Косью, на левом ее берегу, в районе железнодорожной ст. Косью буровыми скважинами вскрыты пестроцветные отложения березовской и бязовской свит.

На этом же берегу в 5 км ниже железнодорожного моста обнажается толща кослоистых песчаников с характерными для сынинской свиты конкрециями пирита и обломками витренизированной древесины. Возраст этих песчаников и подчиненных им аргиллитов с прослоями листоватого бурого угля определяется, согласно спорово-пыльцевым анализам, произведенным В. С. Малявкиной и В. В. Зауэр, как триасовый.

По левым притокам р. Косью — Кынбожью и Большой Сарьюге — имеются обнажения крупногалечных конгломератов, соответствующие, возможно, переборской свите и впервые описанные Т. Н. Пономаревым под названием кыняюской подсвиты тальяюсской свиты.

К северу от описанного района триасовые отложения распространяются в бассейны рек Адзвы, Малой Роговой и Ворга-шор. Разрез триаса начинается здесь покровом базальта, выше которого залегает песчано-сланцевая толща с многочисленными прослоями конгломератов.

Уже более полустолетия известны базальты горы Тальбей на р. Адзве. Эти базальты, представленные в нижней своей части миндалевидными, а в верхней — плотными разностями, залегают на филладодермовой толще печорской серии и имеют мощность порядка

30 м. Выше базальтов идет толща пестрых аргиллитов, алевролитов, песчаников, а также среднегалечных и крупногалечных конгломератов видимой мощностью около 170 м. В аргиллитах этой толщи Л. Л. Хайцером были найдены остатки филопод *Estherites gutta* (Lutk.), *Esth. aegale* (Lutk.), *Esth. aff. eaquale* (Lutk.) var. *arquata* Novoj., *Esth. aff. exsecta* (Novoj.) *elongata* Netsch., *Asmussia petasa* Nov., A. sp. nov., *Cornia* sp. nov., большинство из которых, по заключению В. С. Заспеловой, встречается обычно в нижнем триасе. Перекрывается эта толща с угловым несогласием морской верхней юрой.

По-видимому, та же самая толща базальтов, которая слагает Тальбейскую возвышенность, обнажается и в 10 км к юго-западу от нее р. Исак-ю.

Базальтовая толща, имеющая мощность более 50 м и залегающая, по-видимому, очень полого, дает ряд обнажений на ручье Куш-вож (правый приток р. Малой Роговой).

На самой р. Малой Роговой также имеется несколько выходов базальтов. Палеомагнитные исследования ориентированных образцов базальтов с ручья Куш-вож и р. Малой Роговой, проводившиеся А. Г. Комаровым, позволяют считать возраст этих базальтов как верхнепермский или нижнетриасовый.

На Воргашорском участке скважинами пройдена толща, весьма сходная с той, что обнажается по р. Адзьве у горы Тальбей. Здесь в скв. 1147 выше базальтового горизонта Л. Л. Хайцером были найдены такие же, как и на р. Адзьве, нижнетриасовые филоподы *Estherites aff. gutta* (Lutk.) и *Estherites tungusensis* (Lutk.).

Пятый район распространения триасовых отложений расположен между грядой Чернова и Пай-Хоем в пределах Каратайхской синклинали. К отложениям этого возраста здесь относится хейягинская серия, которая подразделяется на нижнехейягинскую и верхнехейягинскую свиты.

По данным Н. В. Шмелева, нижнехейягинская свита в бассейне р. Хейяги (Юго-Западный Пай-Хой) представлена песчаниками и мелкогалечными конгломератами, в нижней части пестроцветными. Мощность свиты 900 м. Верхнехейягинская свита слагается алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. Мощность свиты также 900 м.

В бассейне р. Силовы нижнехейягинской свите, по-видимому, соответствует тальмаюсская свита. Последняя ложится на размытую поверхность печорской серии (верхняя пермь) и имеет в основании два разрушенных с поверхности покрова базальта мощностью 5—12 м и 14 м, которые отделены друг от друга 60-метровой толщей конгломератов и песчаников. Выше базальтов идет толща крупногалечных конгломератов с подчиненными им линзами песчаников. Гальки в конгломерате состоят преимущественно из основных и кислых изверженных пород, метаморфических сланцев, кремней, кварца. Вверх по разрезу свиты размер галек уменьшается. В цементе конгломератов, так же как и в песчаниковых линзах, В. Н. Доминиковским были обнаружены зерна глауконита. Мощность конгломератовой толщи около 600 м. Выше залегают толща слабо сцементированных косослоистых зеленовато-серых полимиктовых песчаников общей мощностью до 300 м.

После некоторого перерыва в обнажениях вскрывается уже толща буровато-серых и коричневатых аргиллитов с шаровой отдельностью и рыхлых косослоистых песчаников. Видимая мощность этой толщи, названной Н. В. Шмелевым лапташорской свитой и соответствующей, по-видимому, верхней части верхнехейягинской свиты, не превышает 60—100 м. В этой толще Н. В. Шмелевым были найдены растительные остатки, определенные М. Ф. Нейбург как *Glossopgyllum* sp. и *Aste-*

rotheca meriani (Bronng.) Stur., указывающие на кейперский возраст лапташорской свиты.

В свете новых данных о триасовых отложениях Печорской депрессии становится очевидным, что в течение всего триасового периода в пределах Предуральского прогиба (во всяком случае, в северной его части) продолжал существовать режим устойчивого погружения, унаследованный им от пермского периода.

Именно в Предуральском прогибе наблюдаются наиболее полный разрез триаса и максимальные мощности его осадков (до 2000 м). Присутствия среднего триаса здесь, правда, не доказано, однако не исключена возможность, что он обнаружится при дальнейших исследованиях. Наличие среди триасовых отложений и особенно в верхнем его отделе мощных грубообломочных толщ свидетельствует о продолжавшемся поднятии соседних горных сооружений в течение всего этого периода.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

История изучения

Началом истории изучения мезозоя Северного края можно считать путешествие Кейзерлинга и Крузенштерна (Keyserling, 1846).

А. Кейзерлинг подробно описал обнажения по р. Ижме и отнес к юрской системе (к оксфорду) всю совокупность горизонтов от келлевы до нижнего мела включительно.

Немного новых данных о юрских отложениях (главным образом в бассейне Вычегды) доставило путешествие Н. Барбот де Марни (1868) «в северные губернии Европейской России» в 1864 г., так же как и путешествие А. А. Штукенберга (1875) в Печорский край и Тиманскую тундру в 1874 г. Часть сборов последнего путешествия обработывалась И. И. Лагузеню (1875).

Лишь в последующие годы начинается разработка детальной стратиграфической схемы для юрских и меловых отложений России. Эта разработка ведется главным образом на материале, доставленном из областей, более доступных, чем Северный край, но и материалы, доставленные вышеупомянутыми северными экспедициями, привлекаются к обсуждению и подвергаются пересмотру и переработке. Следует отметить, что в ряде работ С. Н. Никитин (1885, 1888) к верхнему волжскому ярусу в Печорском крае и на р. Вычегде относил отложения с *Ammonites polyptychus* и *A. diptychus*, т. е., по современному представлению, неоком.

Новая эпоха в познании северного мезозоя начинается работами Ф. Н. Чернышева (Тиманская экспедиция 1889—1890 гг.). Изучение мезозойских отложений по левым притокам Печоры (реки Ижма, Нерица, Пижма, Цильма) позволило ему построить детальную схему подразделения этих отложений. Юрская часть разреза, описание которого дано им в двух предварительных отчетах за 1890 и 1891 гг. (в просмотре материала принимали участие С. Н. Никитин и А. Михальский), состоит из стратиграфических горизонтов, показанных в табл. 16.

Приводимая схема даже в свете новейших данных почти не требует добавлений.

Собранные Ф. Н. Чернышевым обширные коллекции послужили материалом для ряда палеонтологических монографий.

Келловейские и оксфордские аммониты обработаны Д. Н. Соколовым (1912), им же обработаны ауцеллы (1908); кимериджские аммониты — И. Е. Худяевым (1932); белемниты — Г. Я. Крымгольцем

Нижний волжский ярус	<i>Perisphinctes dorsoplanus</i> , <i>Belemnites absolutus</i>
Кимеридж	<i>Hoplites</i> ex gr. <i>subundorae</i> и <i>Oppelia</i> ex gr. <i>weinlandi</i>
Оксфорд	<i>Cardioceras</i> aff. <i>alternoides</i>
Верхний келловей	<i>Quenstedticeras</i> aff. <i>leachi</i>
Нижний келловей	<i>Cadoceras elatmae</i> и <i>Macrocephalites ishmae</i>

(1929). Лишь незначительная часть материалов, главным образом пелециподы, остается до сих пор неизученной.

Некоторые новые данные по стратиграфии мезозоя Северного края были получены в результате двух поездок А. П. Павлова в 1902 и 1904 гг. на р. Ижму. А. П. Павлов отметил присутствие в этом районе предположительно батского яруса («может быть, также зоны *Macrocephalites ishmae*») ниже нижнекелловейского конгломерата с *Cadoceras*; там же указывается присутствие среднего келловей, не обнаруженного Ф. Н. Чернышевым (Павлов, 1909).

Большой материал по мезозою был получен при изучении Большеземельской тундры (в особенности работы А. В. Журавского, Н. А. Кулика и позднее А. А. Чернова). Палеонтологические сборы А. В. Журавского и Н. А. Кулика частично использованы в работах Д. Н. Соколова (1912, 1928). Наконец, для Сысольского района должны быть отмечены работы В. Г. Хименкова. В. Г. Хименков (1914а, б, 1915) указывает на находки *Cardioceras alternans*, *Olcostephanus trimerus* Орр. и *O. cf. stephanoides* Орр., относя их условно к секвану. Позднее, на основании тех же ископаемых, обнаруженных на Волго-Двинском водоразделе (р. Молома), В. Г. Хименков выделяет уже два горизонта: секван с *Cardioceras alternans* и нижний кимеридж с преобладанием *Olc. trimerus*, *O. stephanoides*, но также и с *C. alternans*; при этом, секван рассматривается В. Г. Хименковым (1921) как часть оксфордского яруса.

После Октябрьской социалистической революции начинается широкое и планомерное изучение Северного края, приведшее к открытию новых областей развития мезозоя и доставившее обильный материал по стратиграфии этих отложений в районах, ранее только затронутых изучением.

В Сысольском районе юрские отложения были изучены И. Е. Худяевым (1926а, 1927б), которым произведены наиболее детальные исследования этого района.

Широко распространенная в бассейнах рек Сысолы и Локчима континентальная песчаная толща, подстилающая морскую верхнюю юру, изучалась О. А. Солнцевым (1935 г.), который отнес эту толщу к средней юре.

Позднее были обнаружены новые области широкого развития юрских отложений: 1) на Вашско-Пинежском водоразделе и 2) в бассейне р. Яренги М. П. Раюшкиным в 1938 г. Присутствие здесь юрских отложений можно было предполагать ранее лишь по скудным находкам юрских ископаемых (Никитин, 1891; Кобозев, 1932).

Стратиграфическая схема верхнеюрских отложений Северного края

Ярусы	Подъярусы	Зоны	Река Ижма	Реки Нерица Пижма, Цильма	Большеземельская тундра	Район к западу от Тимана	Река Яренга	Река Сысола	Волго-Двинский водораздел
Верхний волжский			—	—	Глина с <i>Craspedites</i> cf. <i>okensis</i> (Нарьян-Мар)	—	—	—	—
		<i>Epioirgatites nikitini</i>	Глина с <i>Epioirgatites</i> cf. <i>lahuseri</i> , <i>Aucella russiensis</i> , <i>Cyl. volgensis</i>	Глина с <i>Aucella russiensis</i> (р. Пижма)	—	—	—	—	—
Нижний волжский		<i>Virgatites virgatus</i>	?	—	—	—	Глина и глинистые сланцы с <i>Virgatites virgatus</i> , <i>Auc. russiensis</i>	Глина и глинистые сланцы с <i>Virgatites virgatus</i> , <i>Zaraisk. scythicus</i> , <i>Dorsoplanites dorsoplanus</i> , <i>D. panderi</i>	—
		<i>Dorsoplanites panderi</i>	Глина с мергелистыми конкрециями с <i>Dorsoplanites dorsoplanus</i> , <i>D. aff. panderi</i> , <i>Auc. mosquensis</i> Глинисто-сланцеватая толща с <i>Zaraiskites</i> aff. <i>scythicus</i> , <i>Aucella mosquensis</i> , <i>Cyl. volgensis</i>	Глина с мергелистыми конкрециями (р. Пижма) Сланцеватая глина с <i>Auc. mosquensis</i> и <i>Cyl. volgensis</i>	Песчанистая глина с <i>Dorsoplanites</i> (Нарьян-Мар)	Сланцеватая глина с <i>Auc. mosquensis</i> и <i>Cyl. volgensis</i> (Большие Нисогоры, реки Пеза, Полтома)	Глинистые сланцы с <i>Virg. aff. virgatus</i> , <i>Zar. scythicus</i> (вверху); <i>Dorsoplanites panderi</i> и <i>Cyl. magnifica</i> (внизу)		Глина с мергелистыми конкрециями (р. Молома) Мергель с <i>Aucella mosquensis</i> (р. Шарженка)
		<i>Subplanites</i>	Глина с <i>Cyl. magnifica</i> ; <i>C. porrecta</i> , <i>Pach. ingens</i> . внизу — <i>Pach. ingens</i> , <i>P. aff. panderiana</i>	?	Песчаник с <i>Sybplanites</i> (р. Кожим)	?	?	Глина с <i>Cyl. magnifica</i> , <i>C. obeliscoides</i>	—
Кимериджский	Верхний	<i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i>		Глина зеленовато-серая с аммонитами (р. Пижма)	—	Глина зеленовато-серая с аммонитами (реки Волонга, Вымь)		Глина с <i>Aulacostephanus</i> и <i>Cyl. magnifica</i>	
	Нижний	<i>Rasenia uralensis</i> и <i>Amoeboceras kitchini</i>	?	—	—	<i>Amoeboceras</i> ex gr. <i>kitchini</i> (р. Волонга)	Глина с фосфоритами с <i>Amoeb. volgae</i> , <i>Rasenia stephanoides</i> и др.	<i>Rasenia trimera</i>	В основном конгломерате нижнего волжского яруса <i>Rasenia trimera</i> <i>R. stephanoides</i> (р. Молома)
Оксфордский	Верхний	<i>Amoeboceras alternans</i>	Песчаник с <i>A. alternans</i> и известняк с <i>Auc. bronni</i> и фосфоритами с келловейской фауной (р. Ижма). Глина с песчаником (р. Айюва)	—	Песчаник с галечником в основании (р. Адзьва) Глины с <i>Am. alternans</i> (Нарьян-Мар)	—	Глина с фосфоритами с <i>Am. alternans</i> , <i>Perisphinctes plicatilis</i> , <i>P. martelli</i> , <i>Card. excavatum</i> .	<i>Amoeboceras alternans</i>	Глина с фосфоритами с <i>Amoeb. alternans</i> (р. Молома)
		<i>Perisphinctes plicatilis</i>	—	—	<i>Amoeboceras shuravckii</i> (в осыпи)	—		?	
	Нижний	<i>Cardioceras cordatum</i>	Валуны с <i>C. cf. cordatum</i> , <i>C. percaelatum</i> и др.	—	—	—	—	—	Рухляк с <i>Card. excavatum</i> , <i>C. anabarensis</i>
		<i>Quenstedticeras lamberti</i> и <i>Q. mariae</i>	—	—	—	—	Глина с <i>Q. lamberti</i> и <i>Q. leachi</i>	Глина с мергелистыми конкрециями <i>Q. lamberti</i> , <i>Q. leachi</i> , <i>Q. mariae</i> , <i>Cad. stenolobum</i> , <i>C. tschejkini</i> , <i>Kosm. duncani</i>	—
Келловейский	Верхний	<i>Longaeviceras keyserlingi</i>	Глина с <i>L. keyserlingi</i> , <i>Cad. stenolobum</i> и др.	—	Песчаник с <i>Q. mariale</i> , <i>Q. lamberti</i> , <i>Longaeviceras keyserlingi</i>	—	—	—	—
	Средний	<i>Cadoceras milashevici</i>	Глина с <i>Longaeviceras</i> и <i>Keplerites</i> aff. <i>gowerianum</i> Песок и песчаник с <i>Cad. milashevici</i>	Валуны с <i>Cad. tschejkini</i> (р. Пижма)	Песчаник с <i>Cad. milashevici</i> , <i>C. tschejkini</i> , <i>Kasmo-ceras jason</i> , <i>Rh. varians</i>	Черная глина с колчеданом, песок и песчаник с ископаемыми верхнего и нижнего келловей	Мергель с <i>Cad. milashevici</i> , <i>C. tschejkini</i> и др.	Глина с <i>Quenstedticeras</i> и <i>Keplerites</i> aff. <i>gowerianum</i> Песок и глина, оолитовый мергель с богатой фауной	—
Нижний		<i>Cadoceras elatmae</i>	—	Песок и глина с <i>Cad. elatmae</i> , <i>C. modiolare</i> , <i>C. tschernyschewi</i>	—	—	Глина с <i>Cad. elatmae</i> , <i>Chamoussetia chamousseti</i> , <i>Kepl. gowerianum</i>	Песок и глина с <i>Cad. elatmae</i> и <i>Ch. chamousseti</i>	Глины, пески и песчаники с пиритом с <i>Cad. elatmae</i>
		<i>Arcticoceras ishmae</i>	Песчаник и конгломерат с глинистыми прослоями	—	Песчаник (р. Адзьва)	—	—	—	—

Новые данные по стратиграфии верхней юры и нижнего мела получены В. И. Бодылевским, посетившим бассейн р. Ижмы в 1931 г. Эти данные лишь частично опубликованы (Бодылевский, 1940, 1949а, б; Волков и Яцюк, 19376).

Обширный палеонтологический материал по юре и мелу Севера, собранный многими исследователями, дает возможность по-новому сейчас осветить ряд вопросов стратиграфии юрских отложений Северного края. В последние годы новые данные о юрских отложениях, развитых на площади Большеземельской тундры, получены в результате бурения Коми-Ненецким геологическим управлением.

Тиман и Восточное Притиманье

Юрские отложения в верхнем течении р. Ижмы (выше устья р. Ухты). Стратиграфическая схема верхнеюрских отложений по всему Северному краю представлена в табл. 17. Выходы мезозойских отложений в верхнем течении р. Ижмы редки и неотчетливы. Все обнажения, за исключением двух (выше с. Лач), нижнего мела относятся к верхней юре — келловею, и лишь в одном пункте найдены и признаки верхнего оксфорда. Можно предполагать, что, кроме отмеченных горизонтов, в этой области были развиты (или пока еще не обнаружены в коренном залегании) и другие: так, в обнажении выше с. Одес найдены в осыпи ископаемые нижнего оксфорда *Cardioceras* cf. *cardatum* S o w., *C. aff. jaciticum* P a v l., *C. percaelatum* P a v l. var. в голубовато-сером мергеле, а еще выше — обломки плитняка с *Aucella mosquensis* B u c h, по-видимому, нижнего волжского яруса.

В полном соответствии с тем, что в этом районе р. Ижма протекает в непосредственной близости к Тиманскому краю, мезозойские отложения представлены здесь самыми древними горизонтами. Отсутствие хороших обнажений не дает возможности составить ясное представление о нормальной последовательности слоев, развитых в этой части разреза. По-видимому, в его основании лежит темно-серая глина с пиритовыми желваками. Она покрывается конгломератом. Наиболее отчетливые выходы последнего видны в с. Пожня, где мощность его достигает 1 м; галька состоит из кварцита, реже — мергеля и слюдистой сланцеватой глины; цементом служит бурожелезистый песчаник. Гораздо менее отчетливые выходы конгломерата наблюдаются у с. Кушкодж. Ф. Н. Чернышев отмечает его и у устья р. Одеса. В конгломерате с. Пожня найдена фауна из крупных *Meleagrinella*, *Perna*, *Belemnites*; у р. Одеса те же *Meleagrinella*, *Inoceramus* группы *retrorsus* K e u s. и др. В хороших обнажениях конгломератовой толщи соотношение ее с подстилающими и перекрывающими слоями не наблюдается. Вблизи выходят глины с конкрециями серного колчедана; у с. Пожня последние настолько обильны, что почти сплошь покрывают бечевник. Такие же глины перекрывают неотчетливо выраженный конгломератовый прослой у с. Кушкодж. Это заставляет предположить, что глины располагаются в разрезе выше конгломерата. У с. Лач отчетливо развиты грубые песчаники в виде огромных линз в глинистой толще; в этих песчаниках попадает фауна *Pecten (Entolium)* cf. *demissus* P h i l l., *Leda*, *Ostrea*, *Astarte*, *Panopaea*, которая, однако, не дает оснований считать их синхроничными конгломератам. А. А. Чернов сообщает о находке одним из местных жителей в этих песчаниках *Arcticoceras ishmae* K e u s. На этом основании можно отнести конгломераты и грубые песчаники верхнего течения р. Ижмы к зоне *ishmae* (нижнего келловея. Кроме конгломератов и песчаниковых линз, по-видимому, к этой же части разреза относятся и тонкие прослой песчаника в глинах

(с небольшими включениями пирита), слюдистого, с волнистой поверхностью напластования, иногда со следами ползания червей.

Средний келловей представлен серым песчаником (на выветрелой поверхности бурым) с обломками ископаемой древесины. Его возраст устанавливается по сходству с песчаником, найденным в осыпи выше с. Одес и заключающим фауну *Cadoceras milashevici* Nik., *Pecten (Entolium) demissus* Phill. и др., а также обрывки древесины. Этот горизонт обнажается в левом берегу р. Ижмы, ниже с. Одес. Его мощность не меньше 0,5 м.

Верхний келловей выражен глиной, темно-серой, песчанистой, с конкрециями известковистого песчаника, обычно шаровидными, а в нижней части этой толщи — плоскими, эллипсоидальными.

В самой нижней части глины найдена фауна *Kepplerites* aff. *goweianum* Sow., *Chamousetia* sp. indet., juv., *Cadoceras* cf. *stenolobum* Keys., *Longaeviceras* sp. indet. juv., *Cylindroteuthis* aff. *subextensa* Nik., *Inoceramus*, *Pinna*. По присутствию *Kepplerites* вместе с *Cadoceras stenolobum* и *Longaeviceras* можно предполагать, что это горизонт, переходный от среднего келловея к верхнему.

В верхней части глины найден *Pachyteuthis breviaxis* Pavl.; в шаровидных конкрециях — *Cadoceras stenolobum* Keys., *Quenstedticeras* sp. Шаровидная форма конкреций связана с тем, что большинство их представляет собой наружные обороты *Cadoceras* и *Quenstedticeras*. Палеонтологически охарактеризованные верхнекелловейские глины обнажаются на р. Ижме, ниже с. Одес (на протяжении около 3 км), непосредственно ниже впадения в р. Ижму р. Катyd-йоль; мощность их достигает 7 м.

Верхний оксфорд обнаружен лишь в одном пункте (ниже Катyd-йоля) в виде осыпи глауконитового песка и обломков песчаника непосредственно над верхнекелловейской глиной; возможно, что это прослой песчаника, разрушенный выветриванием. В песчанике встречены *Amoeboceras alternans* Buch, *Aucella kirghisensis* Sok., *Oxytoma*, *Belemnites*.

По притокам верхнего течения р. Ижмы юрские отложения известны: 1. По р. Седью в двух пунктах: выше устья р. Из-Баш-йоль и на р. Лога-йоль — выходы бурожелезистого конгломерата (Шлыгин, 1930); по аналогии с ижемскими разрезами этот конгломерат следует считать келловейским. 2. По р. Буркему, в самом нижнем ее течении (остальная часть реки не исследована) — выходы серых слюдистых глин с колчеданом также, по-видимому, относятся к келловею. 3. Наиболее полный разрез юрских образований наблюдается по р. Айюве, пересекающей продолжение той полосы юрских отложений, которая вскрывается р. Ижмой между Ухтой и Кедвой.

Юрские отложения по р. Ижме ниже устья р. Ухты. На данном участке р. Ижмы выходы юрских отложений располагаются между селами Аким и Кедвинским. На этом протяжении мезозой представлен исключительно верхней юрой и лишь ниже с. Кедвинского юра сменяется нижним мелом.

Келловей. Нижний и средний келловей выражен грубыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми глинами. Ввиду литологического однообразия этой толщи разделение нижнего и среднего келловея возможно только по фауне. Лучшие обнажения этой толщи расположены между селами Аким и Порожским — в той части, где келловейские песчаники образуют на р. Ижме ряд порогов. У с. Порожского р. Ижма вступает в область развития более молодых пород, но ниже, на изгибах, приближающих ее к Тиману, еще несколько раз (между селами Порожским и Винленским, у устья р. Ты-ю и в 3 км ниже ручья

Кирпичного) возвращается к этой же толще, обнажая уже только среднекелловейскую ее часть.

Нижний келловей представлен песчаником, сильнослюдистым, светло-серым, на поверхности буроватым, плотным, местами с крупной (до 4 см) кварцевой галькой, иногда с волнистой поверхностью напластования. В нем встречаются редкие и мелкие включения серного колчедана, часто можно видеть остатки древесины (иногда опиритизированные стволы толщиной до 45 см и длиной до 2,5 м). Из фауны найдены *Arcticoceras ishmae* Keys., *Macrocephalites krylowi* Milasch. (Д. Н. Соколов, 1912 г.), белемниты, *Inoceramus*, *Perna* и другие пелециподы (главным образом *Desmodonta*). Песчаник переслаивается с глиной, сильнослюдистой, с раздавленными раковинами пелеципод.

В сходных с только что описанными, однако менее слюдистых песчаниках, у устья Ты-ю найдена среднекелловейская фауна *Cadoceras milaschewici* Nik., *Perisphinctes* sp., *Cylindroteuthis subextensa* Nik., *Ostrea sowerbyi* Br., *Gresslya*, *Rhynchonella* и др. На поверхности среднекелловейского песчаника обычно располагается осыпь желваков серного колчедана, иногда сам песчаник с поверхности в контакте с верхнекелловейской глиной покрыт сплошной колчеданной коркой (толщиной до 5 см).

В 3 км ниже с. Паромес келловейская песчаниковая толща выходит изолированным пятном среди более молодых нижневолжских отложений; этот выход, нарушающий закономерное расположение выходов юрских и нижнемеловых отложений вдоль Тимана, связан, по-видимому, с тектоническим нарушением. Келловей (мощностью 8—9 м) представлен здесь песчаниками, переслаивающимися с белым сыпучим, хорошо отсортированным песком. В нижней части обнажения найден *Cadoceras* ex gr. *tschefkini* Orb.

О присутствии келловейской песчаной толщи в бассейне р. Ижмы в полосе, примыкающей к Тиману, свидетельствуют выходы: а) песчаников по р. Нижней Косью (устное сообщение геолога Ухто-Печорского треста Б. К. Ливанова); б) песчаников, переслаивающихся с сыпучими слюдистыми песками и с темно-серой глиной с пиритовыми желваками, — в верхнем течении р. Кедвы; в) толщи белых слюдистых песков с прослоями глин, песчаников и конгломератов, с растительными остатками, обнаруженной А. П. Павловым (1909) в верхнем течении р. Черной Кедвы, отнесенной по литологическим признакам к апту и сопоставленной с песчаниками, встречающимися в нижнем течении р. Ижмы. Однако, как показывает изучение разрезов по р. Кедве, с приближением к Тиману более молодые слои постепенно сменяются более древними; это заставляет рассматривать вышеупомянутую песчаниковую толщу р. Черной Кедвы как келловейскую и параллелизовать ее с песчаниками р. Белой Кедвы.

Верхний келловей представлен темно-серой слюдистой глиной. В нижней части, в контакте со среднекелловейскими песчаниками, много пиритовых желваков, в средней части есть прослой мергелистых конкреций (последние иногда с фунтиковой структурой) с фауной *Cadoceras carinatum* Eichw., *Longaeviceras* группы *keyserlingi* Sok., *Belemnites*; в самом верху, в контакте с верхним оксфордом, глина становится зеленовато-серой, известковистой. Мощность ее 4—5 м. Выходы верхнекелловейских глин встречены между ручьем Уш-Пеля и с. Винленским и ниже с. Керес.

Верхний оксфорд слагается известняком глауконитовым, светлым, на поверхности выветривания желто-бурым. Мощность его 0,2—0,4 м. В известняке встречается мелкая фосфоритовая галька. В нижней

его части есть включения фосфоритовых шаров (диаметром 5—12 см), представляющих собой чаще всего ядра взрослых *Cadoceras* или *Longaeviceras* и придающих известняку характер конгломерата. Поверхность этих шаров иногда отполированная, лопастная линия аммонитов изъедена. Из фосфоритов определены: *Cadoceras carinatum* Eichw., *C. stenolum* Keys., *Longaeviceras* cf. *keyserlingi* Sok., *Kosmoceras proniae* Teiss., *K. cf. duncani* Sow., т. е. верхнекеellowейские формы. По-видимому, отсюда же (из осыпи) происходит *Chamoussetia* cf. *galdrina* Orb. В известняке определены *Aucella bronni* Rouill. и *Pachyteuthis kirghisensis* Orb. На р. Ижме этот горизонт встречен в одних обнажениях с верхним келловеем. На р. Айюве эквивалентом этого горизонта является зеленовато-серая глина с мелкой кремнистой галькой, вверху с прослоем светлого зеленоватого известняка с фауной. По аналогии и на р. Ижме, к верхнему оксфорду должна быть предположительно отнесена часть глин, залегающая непосредственно ниже известнякового прослоя.

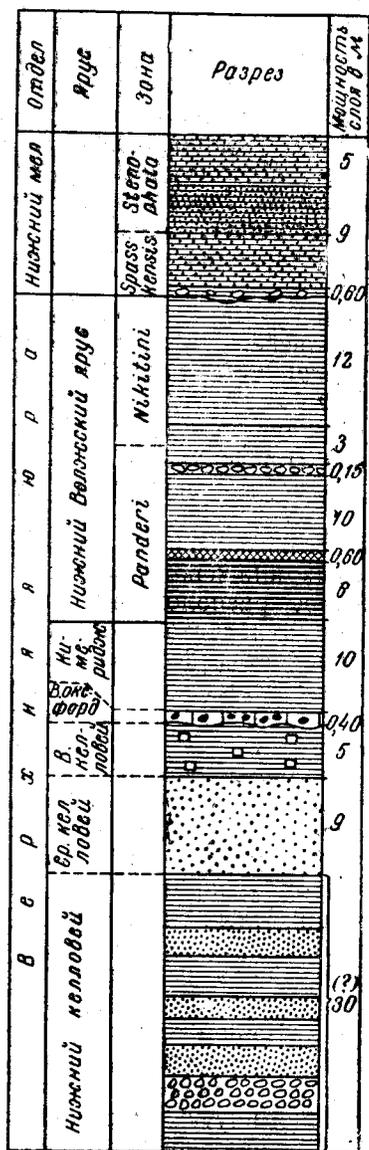


Рис. 76. Схематическая колонка верхнеюрских отложений по р. Ижме (по В. И. Бодылевскому)

Aucella mosquensis Vuch. По-видимому, к этой же части разреза (ниже глин с прослоями горячих сланцев) относится несколько великолепно сохранившихся экземпляров *Cylindroteuthis magnifica* Orb., собранных из нарушенных оползнем слоев против с. Порожского.

По преобладанию в этом горизонте массивных *P. ingens*, не встречающихся в заведомо нижневолжских отложениях, а также по присутствию *C. magnifica* можно считать, что этот горизонт является нижней

¹ На рис. 76 обозначено кимериджем. — Прим. ред.

частью нижнего волжского яруса, но возможно, что нижняя часть этой толщи относится еще к верхнему кимериджу. Мощность равна 7—10 м. Лучшие обнажения толщи встречены в районе с. Порожского (между ручьями Уш-Пеля и Варйоль).

Нижний волжский ярус, нижняя часть зоны *Dorsoplanites panderi*.

А — темно-серая сланцеватая глина, с прослоями горючего сланца. Число прослоев сланцев в наиболее отчетливых обнажениях — до 5; мощность отдельных прослоев от 0,10 до 0,25 м; суммарная их мощность до 0,8 м. В глинах и особенно в глинистых сланцах содержатся остатки обильной, но плохо сохранившейся фауны, представленной пелециподами, библикатовыми аммонитами и многочисленными белемнитами. Здесь встречены, в частности: *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Aucella mosquensis* Buch., *Inoceramus* sp. В горючем сланце найдены, кроме того, *Zaraiskites* aff. *scythicus* Mich., *Dibranchiata* из группы *Teuthoidea* (*Geoteuthis*). Обнажения с горючими сланцами встречаются на р. Ижме от с. Порожского до с. Кедвинского; в большинстве случаев эта толща сильно перемята (рис. 76).

6 м

Приводим описание лучшего обнажения этой толщи у с. Винленского (снизу вверх):

- | | |
|--|--------|
| 1. Глина, в сухом виде сланцеватая; видно над водой | 2,25 м |
| 2. Сланец, грубослойный, буровато-темно-серый. В сланце много библикатовых аммонитов и <i>Aucella mosquensis</i> Buch. Реже встречаются <i>Inoceramus</i> | 0,10 „ |
| 3. Глина мергелистая, плотная, светло-серая; в средней части сланцеватая (в этой части найден <i>Inoceramus</i>) | 1,50 „ |
| 4. Сланец глинистый, слабобитуминозный | 0,12 „ |
| 5. Глина сланцеватая, в верхней части рыхлая, песчанистая, с бурыми и желтыми выцветами | 0,10 „ |
| 6. Сланец битуминозный с <i>Aucella mosquensis</i> Buch и многочисленными отпечатками библикатовых аммонитов | 0,20 „ |
| 7. Глина слабопесчанистая, сверху светлая, голубовато-серая, внизу темно-серая, с бурыми пятнами | 1,20 „ |
| 8. Сланец битуминозный, с <i>Aucella mosquensis</i> Buch. | 0,15 „ |
| 9. Глина слабопесчанистая, темно-серая; не очень часто встречается <i>Aucella mosquensis</i> Buch; здесь же найден <i>Cylindroteuthis volgensis</i> Orb. | 1,20 „ |
| 10. Сланец битуминозный, раскалывающийся на большие пластины, переполненные на поверхности ауцеллами из группы <i>mosquensis</i> Buch. Местами наблюдаются желтые выцветы. Тонкие пластинки сланца хорошо загораются от спички и горят с характерным запахом | 0,23 „ |
| 11. Глина светло-серая, пластичная | 0,26 „ |
| 12. Ауцелловый ракушняк, представляющий собой чередование более плотных (до 5 см толщиной) прослоев песчанистого известняка и более рыхлого глинистого рудяка толщиной 2—3 см. Пласт переполнен ауцеллами из группы <i>mosquensis</i> Buch. Здесь же найден <i>Pachyteuthis brevixaxis</i> Pavl. | 0,37 „ |
| 13. Глина светло-серая, пластичная, в основании с выделениями гипса и с <i>Aucella mosquensis</i> Buch. | 0,50 „ |

Б — ауцелловый ракушняковый плитняк, переполненный раковинами *Aucella* ex gr. *mosquensis* Buch; реже встречаются *Cylindroteuthis volgensis* Orb. и другие белемниты. Этот прослой, как наиболее трудно разрушаемый, отчетливо выступает в глинисто-сланцевой толще и может служить хорошим руководящим горизонтом. Встречается в тех же обнажениях, что и горизонт «А»; попадает также в среднем течении р. Черной Кедвы 0,35—0,40 м, реже 0,60 м.

Верхняя часть зоны *Dorsoplanites panderi*.

В — глина темно-серая; в основании, непосредственно над ауцелловым плитняком — с гипсовыми выделениями и стяжениями пирита. В глине многочисленные белемниты: *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Pachyteuthis troslayna* Orb., *P. kirghisensis* Orb., *P. cf. explanata* Phill. и *Aucella mosquensis* Buch; реже встречаются *Dorsoplanites dorsoplanus* Vischn. и крупные *D. ex gr. dorsoplanus*.

8—10 „

Г — такая же глина с крупными эллипсоидальными мергелисто-известняковыми конкрециями. В них крупные аммониты (до 0,5 м в диаметре). Определены: *Dorsoplanites* sp. nov. aff. *panderi* Orb., кроме того, *Inoceramus*, *Aucella mosquensis* Buch.

0,15 „
2—3 „

Д — глина темно-серая

Горизонты «В—Д» встречаются на р. Ижме между с. Винленским и устьем р. Кедвы. Лучшие их обнажения находятся в 5—6 км ниже с. Винленского и ниже ручья Кирпичного.

Далее идет описание зоны *Epivirgatites nikitini*.

Глина темно-серая с прослоями более светлой, зеленовато-серой, песчанистой. В нижней части глина местами переполнена прекрасно сохранившимися *Aucella russiensis* P a v l., *A. gabbi* P a v l.; кроме того, найдены *Cylindroteuthis volgensis* O r b., *Pachyteuthis explanata* P h i l l., *P. kirghisensis* O r b., *P. sp. nov.* (aff. *breviaxis* P a v l.).

Редко встречаются ядра библикатовых аммонитов, иногда крупные, но разрушающиеся при вынимании их из породы. Судя по присутствию среди них *Epivirgatites cf. lahuseni* N i k., можно высказать предварительное заключение о том, что рассматриваемая толща принадлежит зоне *Epivirgatites nikitini*; вследствие того, что ауцелловая фауна имеет несколько более древний облик, лишь дальнейшее изучение фауны из этой толщи сможет дать ответ на вопрос, нет ли здесь и эквивалентов зоны *Virgatites virgatus*.

В верхней части этой толщи попадают прослой более плотной мергелистой глины с мелкими мергелисто-фосфоритовыми конкрециями. В последних встречены *Aucella lahuseni* P a v l., *A. cf. russiensis* P a v l. и др. Выходы этого горизонта расположены в следующих пунктах по р. Ижме: 1) у ручья Кирпичного, 2) выше с. Паромес, 3) у с. Кедвинского. Мощность 10—12 м.

Кроме ранее упоминавшихся притоков р. Ижмы, юрские отложения известны еще на р. Сюзью; здесь они представлены железистыми конгломератами с галькой из кварцита, кремня, сланца и белого кварца и с включениями древесины, кусков лигнита и желваков пирита. Конгломерат подстилается темно-серой глиной и по сходству с конгломератами с. Пожни и р. Седь-ю может быть отнесен к келловю.

Юрские отложения р. Айювы, по Л. М. Клевенскому (1944 г.) и материалам Б. К. Лихарева, представлены в многочисленных обнажениях от устья до притока Чумбур-шор, выше которого Айюва проходит уже в области развития нижнего мела. При передвижении вверх по реке более древние слои сменяются более молодыми — в соответствии с наблюдаемым повсюду на восточном склоне Тимана слабым уклоном мезозойских отложений в сторону от Тимана.

Келловей. Наиболее низкие горизонты юры, относимые предположительно к зоне *Arcticoceras ishmae* нижнего келловей, были вскрыты скважинами у разъезда Керки, в среднем течении р. Айювы. Здесь обнаружены (снизу вверх):

1. Глины темно-бурые, с многочисленными прожилками тонкозернистого буровато-серого песка и с углистыми включениями. По-видимому, уголь образует, кроме того, самостоятельные прослой или линзы.

2. Пески светло-серые, мелкозернистые, часто слюдистые. Как в глинах, так и в песках развиты прослой твердых тонкозернистых песчаников и мергелей и конкреции пирита; последним иногда сцементированы зерна кварца в песчаниках.

В верхней части рассматриваемой толщи встречаются ближе неопределимые обломки тонких раковин пелеципод. Общая мощность не меньше 120 м.

К более высоким горизонтам келловей должны быть отнесены и выходящие в нижнем течении р. Айювы темно-серые глины и конгломераты со сростками пирита и с кусками окаменелой древесины. В глинах встречаются крупные шаровидные конкреции известковистого песчаника. По аналогии с Ижемским разрезом можно отнести конгломератовую часть этой толщи к нижнему — среднему келловю, а глины с конкрециями — к верхнему келловю. На присутствие в этом районе верх-

него келловей указывают *Cadoceras* cf. *stenolobum* Keys. и *Chamousetia* (?) sp. indet., найденные Б. К. Лихаревым в глинах с конкрециями.

Оксфорд представлен глиной песчанистой, неслоистой, с мелкой кремневой галькой (зеленовато-серой); сверху — с прослоями конкреционного зеленовато-серого известняка. В глинах и известняке заключена богатая фауна, в которой В. И. Бодылевским определены: *Perisphinctes* ex gr. *plicatilis* Or b., *Amoeboceras alternans* Buch, *Cardioceras* aff. *cordatum* Sow., *Pachyteuthis pandariana* Or b., *Aucella kirghisensis* Sok., *A. cf. bronni* Rouill., *Oxytoma inaequivalvis* Sow., *Pecten (Aequipecten)* cf. *subfibrosus* Or b., *P. (Entolium) vitreus* Roem., *Pholadomya* cf. *hemicardia* Roem., *Aulacothyris impressa* Br., *Rhynchonella*, *Terebratula* и др. Выходы этого горизонта расположены выше устья р. Вой-ю; его мощность равна 2 м. В другом обнажении (несколько выше по реке) встречены: *Amoeboceras* cf. *alternoides* Nik., *Perisphinctes* cf. *albineus* Or p., *Aucella kirghisensis* Sok., *Gryphaea dilatata* Sow. и др. *Amoeboceras alternans* является хорошим руководящим ископаемым для верхнего оксфорда. Присутствие *A. alternoides*, *Cardioceras* aff. *cordatum* и *Perisphinctes* ex gr. *plicatilis* может указывать и на более низкие слои верхнего оксфорда.

По Л. М. Клевенскому (1944), рассматриваемые отложения зеленых глин обнажаются в многочисленных выходах на Айюве в промежутке 17—30 км от устья. Их видимая мощность в обнажениях 2—3 м, но в скважинах доходит до 18 м (у разъезда Керки) и даже до 41,8 м (в верхнем течении р. Айювы).

Из этих же обнажений А. Н. Розанов определил, кроме того, *Cadoceras nikitini* Sok., *Amoeboceras shuravskii* Sok., *Amoeboceras* sp., *Perisphinctes* ex gr. *martelli* Or p., *Aucella* ex gr. *bronni* Rouill. и др., что указывает на верхний келловей и верхний оксфорд.

Нижний волжский ярус представлен в нижней части глиной, темно-серой, с прослоями горючих сланцев. В этой толще встречены: *Cylindroteuthis volgensis* Or b., *C. magnifica* Or b., раздавленные раковины *Aucella mosquensis* Buch и бипликатовые аммониты. А. Н. Розанов определил отсюда, кроме того, *Dorsoplanites panderi* Or b., *Pachyteuthis* cf. *mosquensis* Pavl., *P. cf. rouillieri* Pavl., *Inoceramus* sp., чешуи рыб и клешню ракообразного. Эта фауна указывает на зону *Dorsoplanites panderi* нижнего волжского яруса, однако не исключена возможность присутствия здесь и более низких горизонтов, именно зоны *Subplanites* нижнего волжского яруса.

За это говорит *Cylindroteuthis magnifica* Or b., встречающийся чаще в верхнем кимеридже и нижнем портланде и реже в низах зоны *D. panderi*. По Б. К. Лихареву, мощность отдельных прослоев горючих сланцев доходит до 1,5 м. Л. М. Клевенский (1944) дает следующий разрез этой «сланценосной толщи» для рассматриваемого района (снизу вверх)¹:

нижний прослой сланцев	0,03 м
зеленый мергель	0,90 „
IV пласт сланцев	0,85 „
зеленый мергель	1,20 „
III пласт сланцев	0,90 „
темная глина	1,90 „
II пласт сланцев	0,95 „
темная глина	1,50 „
I пласт сланцев	7,00 „

¹ В этом разрезе приведены средние для района мощности, а под названием сланцев объединены две основные разновидности: собственно горючие сланцы и битумсодержащие сланцы.

Средняя мощность всей толщи 15,2 м. На северо-восток, по данным бурения, мощность убывает, что может быть связано с замещением сланцев в горизонтальном направлении глинами.

В верхней части нижний волжский ярус представлен темно-серой глиной с конкрециями темно-серого известняка с *Aucella mosquensis* В u с h и *Dorsoplanites dorsoplanus* V i s c h n. Этот горизонт соответствует горизонтам «В—Д» зоны *Dorsoplanites panderi* Ижемского разреза. Лучшие его обнажения расположены по р. Айюве между 80-м и 90-м километром от устья; видимая мощность горизонта около 10 м, но в верхнем течении р. Айювы она увеличивается, по данным бурения, до 55 м.

Возможно, что здесь представлены и более высокие горизонты нижнего волжского яруса (зона *Virgatites virgatus* или зона *Epivirgatites nikitini*), на что указывают находки в этой толще *Aucella russiensis* P a v l. и *A. fischeriana* O g b.

На поверхности в среднем течении р. Айювы непосредственного контакта верхней юры и нижнего мела не наблюдается. В керне скважины, заложенной в районе верхнего течения р. Айювы, обнаруживается резкая смена как фаунистическая (по ауцеллам), так и литологическая — между верхней юрой и валанжином, что указывает на перерыв между ними (трансгрессивное залегание нижнего мела).

Та полоса юрских отложений, которая пересекается средним течением р. Ижмы (а также р. Айювы), продолжается и далее на северо-запад, вдоль восточного склона Тимана. Об этом свидетельствуют выходы юрских отложений по притокам р. Печоры: рекам Нерице, Пижме и Цильме. Имеющиеся немногие данные показывают, что с удалением от Тимана и здесь более древние горизонты мезозойской толщи сменяются более молодыми.

В отличие от Ижемского разреза юрские отложения рассматриваемого района, помимо, быть может, кажущейся (из-за устарелости данных) меньшей полноты разреза, отличаются тем, что келловей охарактеризован здесь фауной зоны *Cadoceras elatmae*, не обнаруженной в Ижемском разрезе; правда, Ф. Н. Чернышев отмечает для этого района и находки *Macrocephalites ishmae* К e y s., однако они не подтверждаются его коллекциями; не упоминает об этой форме (для данного района) и Д. Н. Соколов, обработавший юрские аммониты, собранные Тиманской экспедицией Ф. Н. Чернышева. Другое отличие заключается в том, что есть палеонтологически охарактеризованный (на р. Пижме) верхний кимеридж.

На р. Нерице развиты келловейские отложения с фауной нижнего келловей: *Cadoceras elatmae* N i k., *C. modiolare* O g b. и др. и нижний волжский ярус, представленный сланцеватыми глинами с *Aucella mosquensis* В u с h и *Cylindroteuthis volgensis* O g b. (Чернышев, 1915).

Разрез юрских отложений р. Пижмы. Келловей представлен желтыми и белыми слюдястыми песками и песчаниками, переслаивающимися с темно-серой слюдястой глиной; во всей этой толще попадаются желваки серного колчедана. В глинах содержатся крупные конкреции и септарии с нижнекелловейской фауной: *Cadoceras elatmae* N i k., *C. modiolare* O g b., *C. cf. surense* N i k., *Perna mytiloides* L a m t k. и др. Обнажения этого горизонта имеются у сел Степановского, Никонова, Чуркина. Отсюда же определены Д. Н. Соколовым (1912) *Cadoceras tscheshkini* O g b. и *C. stenolobum* К e y s., что указывает на средний или верхний келловей.

Верхний кимеридж слагается зеленовато-серыми глауконитовыми песчаниками и более темными глауконитовыми глинами. В пес-

чаниках найдена богатая фауна: *Aulacostephanus* cf. *subeudoxus* P a v l., *A. pishmae* K h u d., *Perisphinctes* sp., *Oppelia* sp., *Aucella mosquensis* B u c h, *Ostrea nikitini* K h u d., *O. undulata* E i c h w. (Худяев, 1932).

Нижний волжский ярус представлен сланцеватыми черными перемежающимися со светло-серыми глинами, с фауной *Aucella mosquensis* B u c h, *Cylindroteuthis volgensis* O r b. Кроме того, имеются указания на присутствие более высоких горизонтов нижнего волжского яруса. К ним относятся светло-серые глины с крупными мергельными стяжениями (горизонты «Г—Д» нижнего волжского яруса Ижемского разреза?), обнажающиеся в 2 км ниже с. Чуркина, и глины с *Aucella mosquensis* K e u s. и *A. russiensis* P a v l., выходы которых можно наблюдать ниже с. Абрамовского. Это вероятные эквиваленты глин зоны *Epivirgatites nikitini* Ижемского разреза.

По р. Цильме известен келловейский ярус того же состава, что и на р. Пижме; мощность келловейских песков достигает здесь 30 м. Эта толща обнажается непосредственно к востоку от Тимана. Ниже р. Цильма вступает в область развития глин с *Aucella mosquensis*, по-видимому, нижнего волжского яруса. Выходы юрских отложений обозначены на карте Ф. Н. Чернышева (18916) также на р. Тобыше (притоке р. Цильмы). Кроме указания о развитии здесь келловея ижемского и цилемского типа, об этом районе известно еще, что здесь присутствуют континентальные отложения средней (?) — верхней юры; на бечевнике попадает много гальки бурых углей; последние выходят по р. Тобышу близ его устья (Малахов, 1944).

В Притиманской части Печорского края, как выше уже указывалось, в распределении выходов юрских (также и нижнемеловых) пород проявляется отчетливая закономерность: с удалением от Тимана на поверхность выходят все более молодые горизонты. Эта закономерность, прослеживаемая по всем левым притокам р. Печоры от р. Ижмы (с ее притоками) и до р. Цильмы, свидетельствует о слабом падении юрских пластов в сторону от Тиманского кряжа. В этом можно видеть результат послеюрских (послераннемеловых) слабых поднятий вдоль осевой части Тимана. Для р. Ижмы издавна известна интенсивная нарушенность юрских пород, наблюдаемая во многих выходах. А. П. Павлов (1909) придает ей тектоническое значение. Большинство же исследователей (Замятин, 1911б; Яковлев, 1910) склонно видеть в ней проявление местных нарушений нетектонического порядка (оползни, давление ледника). По наблюдениям В. И. Бодылевского, некоторые из этих нарушений несомненно должны быть отнесены за счет оползней (последние и сейчас по р. Ижме имеют широкое развитие); может быть, кроме того, имело место и сминающее воздействие ледникового покрова. Однако этих причин недостаточно для объяснения всех наблюдаемых нарушений. Особого внимания заслуживает дислокация, которую можно наблюдать в 3 км ниже с. Керес (с. Паромес). В отличие от чисто поверхностных нарушений в других пунктах, эта дислокация способствует выходу на поверхность свиты келловейских песчаников и песков, выступающих неожиданно посреди области развития нижневолжской глинисто-сланцевой толщи. По-видимому, здесь проходит сброс (с простирианием ЗЮЗ—ВСВ). Как раз вблизи линии сброса (между с. Керес и выходом келловея) наблюдаются наиболее эффектные на р. Ижме образцы перематости юрской толщи (Павлов, 1909). Менее отчетливое нарушение, по-видимому того же типа, можно видеть в 3 км ниже ручья Кирпичного. Эти нарушения, не достигающие, правда, значительного размаха, тем не менее свидетельствуют о тектонических воздействиях, которым подвергался этот район уже в послеюрское (послераннемеловое) время.

Большеземельская тундра

Кроме Притиманской части, юрские отложения в пределах Печорского края были давно известны в Большеземельской тундре — вдоль западного склона гряды Чернышева по рекам Усе и Адзьве (Баклунд, 1911а; Горский и др., 1931; Кулик, 1918; Коперина, 1933; Чернов, 1932б; Соколов, 1912, 1915, 1928). В этой области разрез юры отличается от Притиманского разреза развитием исключительно песчаной фации, в которой выражены не только нижний и средний келловей (как вблизи Тимана), но также верхний келловей и верхний оксфорд.

Наиболее полный для Большеземельской тундры разрез юрских отложений недавно вскрыт буровыми скважинами в районе Нарьян-Мара.

По данным В. П. Абрамова и Ф. И. Енцовой (1959 г.), по литологическим особенностям в составе юры здесь выделяются четыре толщи (снизу вверх):

1. Песчано-алевроитовая толща — серые пески и алевроиты с подчиненными прослоями темно-серых глин и галькой окварцованных песчаников, кварцитов и известковистых аргиллитов в нижней части толщи. Встречаются обломки бурых углей, обуглившийся растительный детрит и иногда тонкие прослои глинистых углей и углистых глин. 145 м.
2. Подсланценовая (алевроит-глинистая) толща — чередование серых и зеленовато-серых алевроитов, песков и местами глин, с большим количеством фауны цефалопод, пелеципод, гастропод и редкими брахиоподами (лингюлами). Глины в верхах толщи включают прослой доломитов или глинисто-песчанистого известняка. 90 „
3. Сланценовая толща — серые и темно-серые глинистые алевроиты и алевроитистые глины, местами с тонкими пропластками горючих сланцев, с большим количеством фауны (пелеципод, цефалопод и редко мелких гастропод), а также редкими мелкими обуглившимися растительными остатками и глинисто- и известково-железистыми конкрециями. 40—60 „
4. Надсланценовая толща — серые и зеленовато-серые алевроиты и алевроитистые глины с фауной пелеципод, цефалопод и мелких гастропод. 187 „

Нижнюю толщу В. П. Абрамов и Ф. И. Енцова сопоставляют со среднеюрской (условно батской) толщей бассейнов рек Сысолы и Цильмы, обосновывая это литологическим сходством. Вышележащие отложения, по данным предварительных определений фауны, относятся ими к верхней юре: подсланценовая толща — к келловей и оксфорду, сланценовая — к отложениям от верхнеоксфордских до нижневолжских и надсланценовая — к нижнему волжскому ярусу — валанжину. Из верхней части разреза В. И. Бодылевским определен *Craspedites* cf. *okensis* O g b., что указывает на верхний волжский ярус. Это — первое достоверное указание на присутствие этого яруса в пределах Северного края.

По р. Усе выходы юрских отложений расположены между р. Макарихой и грядой Чернышева; на р. Адзьве — в нижнем (Никифорова Щелья) и среднем ее течении. Здесь выходят грубые песчаники с остатками древесины и с келловейской фауной, указывающей на: 1) нижний келловей с *Arcticoceras ishmae* Keys., *Macrocephalites krylowi* Milasch. (Никифорова Щелья, в осыпи); 2) средний келловей с *Rhynchonella varians* Schl., *Rh. personata* Buch; кроме того, по А. А. Чернову, здесь встречены: *Cadoceras tschefkini* O g b. и *Kosmoceras jason* Rein.; 3) верхний келловей с *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. leachi* Sow., *Longaeviceras keyserlingi* Sok., *Q. mariae* O g b., *Pachyteuthis kirghisensis* O g b., *Cadoceras stenolobum* Keys.

В сборах С. А. Князева в 1956 г. с рек Адзьвы и Усы (близ места впадения в нее р. Адзьвы) В. И. Бодылевским определена богатая:

фауна, указывающая на разные горизонты келловей. Фауна частично происходит из осыпей («развалков песчаников»); этим может быть объяснено то, что под одним номером доставлены формы разного возраста. Однако такое же смешение разновозрастных элементов обнаруживается в этих сборах и в фауне, собранной в обнажении из одного слоя. Это может быть связано с присутствием конденсированных горизонтов (если только это не результат недостаточно тщательных сборов). В коллекции С. А. Князева на нижний келловей указывают *Arcticoceras ishmae* (превосходно сохранившиеся крупные экземпляры); на средний келловей *Cadoceras milashevici* Nik., *C. cf. tschefkini* Orb.; на верхний келловей (по предварительным определениям) — *Longaeviceras keyserlingi* Sok., *L. novosemelicum* Bodyl., *Quenstedticeras carinatum* Eichw., *Q. ex gr. leachi* Sow., *Q. aff. mariae* Orb., *Kosmoceras transitionis* Nik. (представленный одним экземпляром — редкая находка на Севере). По этим определениям несомненно присутствие зоны *Longaeviceras keyserlingi* верхнего келловей, и подлежит дальнейшему выяснению вопрос о присутствии (совместном или раздельном) зон *Q. lamberti* и *Q. mariae*. К келловейскому ярусу без подразделения на подъярусы относятся также определенные из этой коллекции: *Pachyteuthis kirghisensis* Orb., *P. panderiana* Orb., *Placunopsis radiata* Phill., *Meleagrinnella*, *Lima*, *Nucula*, *Astarte*, *Pecten (Entolium) demissus* Phill., *Pleuromya*, *Goniomya*, *Mactromya laevigata* Lah., *Protocardia*, *Pinna* (?), *Dentalium Rhynchonella personata* Buch., *R. varians* Schl. Приводим описание, по С. А. Князеву, лучшего обнажения келловейских отложений — по правому притоку р. Усы, впадающему в Усу ниже устья р. Адзвы (описание снизу вверх):

1. Глина	0,3 м
2. Алевролит с <i>Belemnites</i> sp. indet.	2,5 „
3. Песчаник с <i>Astarte</i> , <i>Pleuromya</i> , <i>Ostrea</i>	3 „
4. Плотный песчаник с <i>Cadoceras</i> cf. <i>milashevici</i> Nik., <i>C. cf. tschefkini</i> Orb., <i>Pecten (Entolium) demissus</i> Phill., <i>Protocardia</i> , <i>Pleuromya</i>	0,6 „
5. Песчаник	5,4 „
6. Алевролит	1,2 „
7. Песчаник с <i>Belemnites</i> sp. indet. <i>dentalium</i>	0,8 „
8. Алевролит с <i>Longaeviceras</i> aff. <i>keyserlingi</i> Sok.	2,15 „

Находка в низовьях р. Адзвы (Никифорова Щелья) в осыпи *Amobaceras shuravskii* Sok. указывает скорее всего на верхний оксфорд.

В среднем течении р. Адзвы, у горы Тальбей, известны выходы базальтов, покров которых мощностью до 35 м налегает на верхнепалеозойские слои. В 1—2 км ниже по р. Адзве (обнажение Бур-Щелья) обнажается залегающая на головах верхнепалеозойских слоев толща верхнего оксфорда, представленного бурыми песками и песчаниками с прослоями галечника в основании: галька этого слоя состоит из метаморфических и изверженных пород, но базальтовой гальки здесь не встречено. В песчаниках содержатся обрывки древесины и богатая фауна: *Amobaceras alternans* Buch., *A. quadratoides* Nik., *A. alternoides* Nik., *A. bauhini* Opp., *Pachyteuthis kirghisensis* Orb., *Parallelodon keyserlingi* Orb., *P. borissiakii* Sok., *P. productum* Rouill., *Pecten (Camptonectes)* cf. *lens* Sow., *Goniomya marginata* Ag., *Pleurotomaria buchiana* Orb., *Turbo puschianus* Orb., *Dentalium subanceps* Trd. и др.

По мнению Н. А. Кулика, базальтовые излияния приурочены «к началу пермского, а быть может, и триасового периода». А. А. Чернов, исходя из полного отсутствия базальтовой гальки в основном галечнике верхнего оксфорда, высказывает более вероятное предположение, что базальтовый покров моложе верхнего оксфорда.

В пользу этого предположения говорят и недавние наблюдения, сделанные в этом районе О. Л. Эйнором (1946а), который отмечает, что базальт, залегающий здесь в форме силла, дает интрузивные контакты с верхним оксфордом. «Наблюдался белемнит», — говорит он, — полностью включенный в базальт». Менее ясен верхний предел возраста базальтов. А. А. Чернов определяет его как сантонский, исходя из того, что верхнемеловые (сантонские) породы, широко распространенные к востоку от гряды Чернышева, залегают горизонтально и без всяких признаков сбросовых нарушений. В юрских же отложениях по рекам Усе и Адзьве А. А. Чернов отмечает слабую складчатость.

В других районах Печорского края достоверные выходы юрских отложений неизвестны. Старые указания на развитие мезозойских отложений по р. Печоре и в других местах Печорского края были основаны, как показывают более поздние наблюдения, на находках валунов мезозойских пород, вымытых из четвертичных отложений. Лишь в одном пункте — на р. Кожиме (притоке р. Косью) не в коренном залегании, но в условиях, позволяющих предполагать близость коренного выхода, были найдены обломки зеленовато-серого песчаника с *Subplanites (Ilovaiskya) sp.*, *Aucella emigrata Zitt.*, *Belemnites sp. indet.*, *Pecten (Entolium) demissus Phill.* и др. (Волков, 1931; Чернов, 1925). Значение этой фауны определяется тем, что наличие *Subplanites* намечает ее связь с ветлянским горизонтом, т. е. с самой нижней зоной нижнего волжского яруса. Присутствие этой формы можно предполагать и в других районах Северного края, хотя это пока достоверно не установлено.

Западное Притиманье

В области к западу от Тимана, непосредственно у самого Тиманского кряжа, юрские отложения известны в двух пунктах: на р. Волонге и в верховьях р. Выми. В обоих случаях это темно-серые и зеленоватые глауконитовые глины с фауной верхнего кимериджа, сходной с фауной одновременных отложений на р. Пижме Печорской. На р. Волонге в этой толще найдены: *Aulacostephanus volongensis K h u d.*, *Amoeboceras ex gr. kitchini S a l f.*, *Oppelia sp.*, *Aucella mosquensis B u c h.*, *A. volongensis S o k.*, *A. tschernyschewi S o k.*, *Pachyteuthis ingens K r i m h.* и др. Необходимо особо подчеркнуть присутствие *Amoeboceras ex gr. kitchini* (один обломок) в коллекции Ф. Н. Чернышева, так как представители этой группы, как правило, характеризуют нижний кимеридж. Присутствие последнего можно предположить поэтому и на р. Волонге, вместе с верхним кимериджем.

Там же расчистками обнаружены (Л. С. Коссовой, 1959 г.) скопления фосфоритовых желваков с обильной фауной *Dorsoplanites*, *Laugeites* (?), *Cylindroteuthis*, *Pachyteuthis*, *Aucella mosquensis B u c h.*, *A. gabbi P a v l.* (= *A. volongensis S o k.*), *A. russiensis P a v l.* (определения В. И. Бодылевского), указывающей на зону *Dorsoplanites panderi* и зону *Epivirgatites nikitini* (?) нижнего волжского яруса.

На р. Выми верхний кимеридж встречен Д. Ф. Масленниковым в самом верхнем течении реки, в контакте с метаморфическими сланцами; однако К. К. Воллосович, посетивший это обнажение в 1932 г., не считает этот выход коренным.

Отсюда В. И. Бодылевским определены: *Aulacostephanus eudoxus O r b.*, *Amoeboceras nov. sp.* (aff. *subtillicostatus P a v l.*), *Perisphinctes sp.*, *Aucella lindstroemi S o k.*, *A. mosquensis B u c h.*, *A. cf. tschernyschewi S o k.*, *Pachyteuthis kirghisensis O r b.*

П-ов Канин

О присутствии мезозойских отложений на п-ове Канин можно судить по обильным находкам юрских и меловых ископаемых в валунах.

Так, в районе рек Голубницы и Чеши М. Б. Едемский нашел обломки ауцеллового ракушечника с *Aucella* ex gr. *mosquensis* Buch, вероятно, нижнего волжского яруса (Едемский, 1933).

На нижний волжский ярус указывают доставленные из района губы р. Жемчужной обломки известковистого песчаника, зеленовато-серого, грубозернистого с *Dorsoplanites* sp. nova (aff *flavus* Spath), *D.* cf. *panderi* Orb., *Aucella mosquensis* Buch, *Pecten (Entolium)* и др. В песчанике попадаются зерна граната и халцедона, а также галька серицитового сланца. Это позволяет предположить, что песчаник образовался (в нижневолжский век) за счет разрушения кристаллических пород Канина, и, следовательно, валуны песчаника подобраны недалеко от первичного местонахождения отложений нижнего волжского яруса.

В 1946 г. юрские отложения были обнаружены Е. М. Люткевичем (1948а) на п-ове Канин в коренном залегании. Выходы были найдены в трех пунктах в нижнем течении рек Большого и Малого Ярнея (Двойники). В лучшем из этих обнажений, расположенном в 6 км от устья Ярнея-Седа-яха, в правом ее берегу, выходят (снизу вверх), залегающие на размытой поверхности зеленых глин и песков ветлужского яруса:

- | | |
|---|---------|
| 1. Пески серые, кварцевые, крупнозернистые, местами сцементированные в слабый песчаник, желтоватый и розоватый | 4—4,5 м |
| 2. Пески белые и желтоватые, кварцевые, с тонкими (до 10 см) линзами бурого угля | 0,6 „ |
| 3. Глины черные и буроватые, сланцеватые, с растительными остатками, окаменелой околчеданенной и обуглившейся древесной и с песчанистыми круглыми фосфоритами | 3,5 „ |

Среди растительных остатков в глинах В. Д. Принада определил *Czekanowskia rigida* Nees, а Е. М. Андреева в углях, глинах и глинистых сланцах — споры: *Leiotriletes triangularis* Naum., *L. subintortus* Naum., *Azonotriletes papilosus* Naum., *A. angiopterus* Naum., *Dictyotriletes parvireticulatus* Naum., *Psephosphaera singularis* Naum., *Trilobata brachytrilistrium* Naum. и пыльцу хвойных, в особенности *Saccata platysauns* Naum., *S. perisauns* Naum., *Cedrus*, *Picea*, *Osmunda*. По заключению Е. М. Андреевой, «данный спорово-пыльцевой состав ближе всего к средней юре; к верхней юре данные образцы принадлежать не могут, так как здесь отсутствуют споры с двойной оторочкой, которые наибольшее развитие имеют в мелу». В такой формулировке, однако, этот вывод кажется малоубедительным, и маловероятна самая возможность точного разграничения средней и верхней юры (бат — келловей) по растительным остаткам.

Напрашивается предположение, что рассмотренные отложения одновременны с той континентальной песчано-глинистой толщей, которая распространена по рекам Сыsole, Локчиму и Ярнеге и которая отнесена к «средней (?) — верхней юре».

Как отмечает Е. М. Люткевич, упомянутые коренные выходы юрских отложений являются лишь частью прежнего гораздо более широкого их покрова — островками, уцелевшими от интенсивного разрушения в четвертичное время. Об этом свидетельствуют обильные обломки и гальки бурого угля и ископаемой древесины, встречающиеся в четвертичных отложениях по всему полуострову.

Мезенско-Вычегодский водораздел

На Мезенско-Вычегодском водоразделе область выходов юрских отложений известна в Яренгском районе (в бассейнах рек Яренги, Кижмолы и Ертыма). Их разрез был изучен М. П. Раюшкиным в 1938 г.

Средняя (?) — верхняя юра. Отложения этого возраста представлены песчано-глинистыми породами, лежащими на размытой поверхности нижнего триаса и выделяющимися в следующие три толщи (снизу вверх):

1. Конгломераты и галечники с прослоями и линзами крупнозернистых желтовато-серых косослоистых песков. Галька состоит из желтоватых песчаников и красновато-бурых мергелей пермского возраста, сидерита, кремня, диабазы, порфирита, гранита и гранито-гнейса. Цементом служит глинисто-сидеритовый материал. Эта часть разреза обнажается в низовьях р. Яренги. 7,6 м
2. Пески, песчаники и глины. В глинах встречаются плохо сохранившиеся растительные остатки (древесина) и конкреции пирита. Иногда встречаются прослой и линзы горючих сланцев (мощность последних доходит до 0,4 м в обнажениях по р. Яренге в районе сел Пантый и Песчаного) и лигнита (мощностью до 0,2 м). В одном обнажении (в низовьях р. Яренги у устья Мадмас) в верхней части рассматриваемой толщи были обнаружены в глине обломки неопределимых *Belemnites*¹. В составе песков преобладают кварц и слюда; полевые шпаты полностью отсутствуют. Слоистость нередко косая. Местами пески переходят в песчаники. до 30 „

Для характеристики этой средней толщи, наиболее неоднородного сложения, приводим ее сводный разрез (снизу вверх) по р. Яренге в районе сел Пантый и Песчаное:

1. Пески белые и серые, кварцевые, слюdistые, мелкозернистые 0,10 м
2. Горючие сланцы, темно-серые с коричневатым оттенком 0,40 „
3. Углистые сланцы, темно-бурые, с кусками обуглившейся древесины 0,10 „
4. Горючие сланцы, темно-серые 0,20 „
5. Пески кварцевые, среднезернистые, серые, переслаивающиеся с белыми слюdistыми мелкозернистыми 1,5 „
6. Глины темно-серые, песчаные, чередующиеся с прослоями серых кварцевых песков. В глинах и песках встречаются растительные остатки плохой сохранности 0,5 „
7. Пески белые и серые, кварцевые, слюdistые, косослоистые и горизонтальнослоистые, с обильными остатками обуглившейся древесины 2,5 „
8. Глины слюdistые, темно-серые, с линзами лигнита темно-бурого цвета, мощностью до 7 см и с прослоями серых кварцевых песков 3,0 „
9. Пески белые и серые, мелкозернистые, кварцевые, горизонтальнослоистые с линзами и прослоями черных глинистых песков, обогащенных органическими остатками; книзу цвет песков изменяется от серого до желтого 2,5 „
10. Глина черная, песчаная, с пластинками слюды 0,03 „
11. Пески серые и светло-серые, слюdistые, кварцевые, мелкозернистые, то горизонтально, то косослоистые с небольшими линзами лигнита 1,2 „

К верхней толще относятся:

13. Пески серые или белые, кварцевые, мелкозернистые; иногда, в средней части толщи, содержат пачки глинистых песков до 18 „

Верхняя юра. Выходы верхнеюрских отложений занимают значительно меньшую площадь, чем только что описанные средние (?) — верхнеюрские, и сосредоточены в западной и северо-западной частях Яренгского района.

Нижний келловей представлен глинами песчанистыми, сланцеватыми темно-серыми и глинами мергелистыми, светло-серыми, с редкими желваками пирита и фосфорита. Встречены: *Cadoceras elatmae*

¹ Это единственный известный случай нахождения морской фауны в рассматриваемой толще (I₂—I₃), но, может быть, обломки белемнитов находятся во вторичном залегании.

Nik., *Chamoussetia chamousseti* Obr., *Kepplerites gowerianum* Sow. и др.¹ Мощность от 0,3 до 2 м.

Средний келловей представлен известняком глинистым, конкреционным, светло-серым, местами с фосфоритовыми стяжениями. Из-за твердости пород, слагающих средний келловей, он хорошо выделяется среди других горизонтов келловей. Из фауны определены: *Cadoceras milashevici* Nik., *C. tschefkini* Orb., *C. stenobum* Keys., *C. syssolae* Khud., *C. aff. nikitini* Sok., *Perisphinctes*, *Pachyteuthis panderiana* Orb., *Modiola*, *Pholadomya* и др. Мощность от 0,06 до 0,30 м.

Верхний келловей сложен темно-серыми тонкослоистыми глинами, чередующимися с глинистым известняком. Остатки фауны редки; отсюда определены *Quenstedticeras leachi* Sow и *Q. lamberti* Sow. Мощность 1,7 м.

Оксфорд слагается темно-серыми глинами с прослоями светло-серых мергелистых. Породы эти залегают трансгрессивно на глинах верхнего или среднего келловей. В глинах встречаются желваки фосфоритов, заключающие фауну: *Cardioceras excavatum* Sow., *C. aff. excavatum* Sow., *Amoeboceras alternans* Buch., *A. bauhini* Orr., *Perisphinctes martelli* Orr., *P. fraasiformis* Nik., *P. plicatilis* Sow., *Pachyteuthis panderiana* Orb. Мощность до 0,5 м.

По М. П. Раюшкину, фауна этого горизонта представляет частично нижний, частично верхний оксфорд. Интересно, что *Cardioceras cardatum* — типичная форма нижнего оксфорда — в этом списке отсутствует. По западноевропейской схеме *Cardioceras excavatum*., *Perisphinctes martelli* и *P. plicatilis*, т. е. все «нижнеоксфордские» формы приведенного списка встречаются не в нижней (*cordatum*) зоне, а в непосредственно более высокой зоне — *plicatilis*; сейчас советскими геологами принято относить эту зону к верхнему оксфорду.

Кимеридж представлен темно-серой или светло-серой, зеленоватой глиной с конкрециями фосфоритов, пирита и сидеритизированного мергеля. Здесь встречены: *Rasenia stephanoides* Orr., *Amoeboceras subtillicostatus* Pavl., *A. volgae* Pavl., *Aucella bronni* Rouill. Мощность до 2,7 м.

М. П. Раюшкин отнес этот горизонт к нижнему кимериджу, однако *Amoeboceras subtillicostatus* и *A. volgae* указывают на присутствие здесь и верхнего кимериджа. Распределение ископаемых нижнего и верхнего кимериджа в этом слое остается неизвестным. Местами наблюдаются следы размыва кимериджа — результат нижеволжской трансгрессии.

Нижний волжский ярус, зона *Dorsoplanites panderi*. В этой зоне М. П. Раюшкин выделяет следующие слои:

1. Глина мергелистая, серая, переходящая в горизонтальном направлении в светло-серые глинистые сланцы; среди глин и глинистых сланцев встречаются линзы светло-серых мергелей и желваки фосфоритов. Фауна: *Dorsoplanites panderi* Orb., *Aucella* cf. *mosquensis* Buch., *Belemnites*. 2,5 м
2. Глина серая, песчанистая, с линзами светло-серых мергелей и шарообразными желваками фосфоритов. Фауна: *Dorsoplanites panderi* Orb., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *C. magnifica* Orb. 0,5 ..
3. Глина темная, сланцеватая; по горизонтальному направлению местами переходящая в глинистые сланцы. К нижней части этого горизонта приурочены линзы горячих сланцев — до 30 см мощностью. Фауна: *Dorsoplanites panderi* Orb., *D. aff. panderi* Orb., *D. dorsoplanus* Mich., *Cylindroteuthis* aff. *magnifica* Orb., *Aucella* ex. gr. *mosquensis* Buch. 1,5 ..
4. Глинистый сланец светло-серый с желваками фосфоритов. *Dorsoplanites panderi* Orb., *D. aff. dorsoplanus* Mich., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *C. magnifica* Orb.

¹ Фауна из верхнеюрских отложений рассматриваемого района определена М. П. Раюшкиным.

5. Глинистый сланец темно-серый, с двумя прослоями тонкослоистого горючего сланца мощностью до 10 см. Фауна *Zaraiskites scythicus* Mich., *Dorsoplanites* aff. *panderi* Orb., *Belemnites*, *Inoceramus* 1,3 м
6. Глина серая, песчаная, с плохими остатками *Aucella* 0,1 „
7. Глинистый сланец, серый, тонкослоистый с *Virgatites* ex gr. *virgatus* Buch, *Dorsoplanites* ex gr. *panderi* Orb., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Aucella gracilis* Pavl., *A. cf. mosquensis* Buch, *Inoceramus* 4 „
8. Глинистый сланец, переслаивающийся с тонколистостоватыми черными или темно-серыми горючими сланцами. Толщина прослоев горючих сланцев колеблется от 0,1 до 0,5 м; глинистых сланцев — от 0,5 до 1 м. Фауна: *Zaraiskites scythicus* Mich., *Virgatites* ex gr. *virgatus* Buch, *Dorsoplanites* cf. *panderi* Orb., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Aucella mosquensis* Buch, *A. scythica* Sok., *A. rugosa* Pavl., *A. gracilis* Pavl., *Inoceramus* 12 „

М. П. Раюшкин полагает, что на основании вышеприведенных данных о распределении фауны в слоях нижнего волжского яруса намечается подразделение зоны *Dorsoplanites panderi* на две подзоны, а именно: в самой нижней части (слои 1—4) встречаются *D. panderi*, *D. dorsoplanus* и *Cylindroteuthis magnifica*; это подзона *Dorsoplanites panderi* и *Cylindroteuthis magnifica*. В верхней части (слои 5—8) комплекс фауны несколько иной: *Zaraiskites scythicus*, *Virgatites* aff. *virgatus*, *Aucella mosquensis* и др., это подзона *Zaraiskites scythicus*.

Нижний волжский ярус, зона *Virgatites virgatus*.

9. Глины темно-серые и глинистые сланцы, редко с прослоями (до 10 см мощности) тонкослоистых горючих сланцев. Фауна: *Virgatites virgatus* Buch, *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Aucella* ex gr. *mosquensis* Buch, *A. russiensis* Pavl., *A. sollasi* Pavl., *A. dilatata* Pavl., *A. gabbi* Pavl. Мощность до 1,5 м (в наиболее полных разрезах этого горизонта: в верховьях р. Лоптюги, правого притока р. Вашки).

Вашско-Пинежский водораздел

Разрез юрских отложений здесь значительно менее полный, чем в Яренгском районе. М. П. Раюшкин дает описание разреза в следующей последовательности.

Средняя (?) — верхняя юра. Эта часть разреза представлена песками, песчаниками, галечниками и песчанистыми глинами. В песках и глинах встречаются конкреции серного колчедана, линзы лигнита и неопределимые остатки древесины. Мощность до 15 м.

Рассматриваемая песчано-глинистая толща залегает на неровной поверхности нижнего триаса. В ее основании наблюдается прослой галечника, состоящего из гальки кремневых и кристаллических пород, красных и голубых глин и мергелей. Контакт с нижним волжским ярусом не описан, хотя М. П. Раюшкин и указывает на «наличие перерыва между описываемыми образованиями и верхней юрой».

Среднеюрский возраст рассматриваемой толщи можно считать еще в меньшей степени обоснованным, чем для Яренгского района, где такая же толща перекрывается келловеем, а не нижним волжским ярусом.

Верхняя юра. Нижний волжский ярус сложен черными и темно-серыми глинами, местами переходящими в песчанистые разности, а также черными мягкими глинистыми сланцами. Здесь встречены: *Zaraiskites scythicus* Mich., *Z. apertus* V is ch n., *Z. quenstedti* Mich., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Aucella mosquensis* Buch, *A. rugosa* Pavl., что указывает на зону *Dorsoplanites panderi* нижнего волжского яруса. Видимая мощность в отдельных обнажениях до 10 м; общая мощность доходит до 16 м. Эти отложения обнажаются по притокам р. Вашки (Ертоме, Большой Ёе, Пучкоме) и по притоку р. Пинеги — Нюхче (с Полтомой).

Кроме рассмотренных областей широкого распространения юры, отдельные выходы верхнеюрских горизонтов известны еще в нескольких районах к западу от Тимана, что указывает на прежнее гораздо более широкое распространение здесь покрова юрских отложений.

1. По р. Суле (Мезенской) выходят черные слюдистые глины с конкрециями серного колчедана, а также пески, песчаники и конгломераты с аммонитами и белемнитами. Встреченные здесь *Cadoceras elatmae* Nik., *Quenstedticeras lamberti* Sow. указывают на нижний и верхний келловей (А. А. Малахов).

2. В нижнем течении р. Пижмы Мезенской на размытой поверхности ярко-красных глин (ветлужский ярус) залегают глины с колчеданом и древесной, белые пески с растительными остатками и песчаник с аммонитами и белемнитами келловейского возраста (Ф. Н. Чернышев, 1915).

3. На р. Пезе в нижнем ее течении (у с. Лобановской) выходят «светло-серые, пористые, на выветрелой поверхности желтоватые известняки, тонкослойные, пепельно-серые и черные глины, красно-бурые и зеленоватые мергели» (Чернышев, 1891а, 1915). Нахождение в этой толще *Aucella mosquensis* и отпечатков *Dorsoplanites* указывает на нижний волжский ярус. Однако неясно, нет ли в этой толще и более древних горизонтов; так, указание на «желтоватые известняки» заставляет высказать предположение, не соответствуют ли они известняковому прослою верхнего оксфорда Ижемского разреза.

4. На Мезени у с. Большие Нисогоры выходят зеленовато-серые глины с *Pachyteuthis ingens* Grimh., *P. breviaxis* Pavl., *P. cf. explanatus* Phill., *P. aff. kirghisensis* Orb., покрывающиеся черными углистыми сланцами (глинами). В осыпи здесь найдены *Cylindroteuthis cf. volgensis* Orb., *P. cf. troslayana* Orb. Толща глин с белемнитами должна быть отнесена к кимериджу — нижнему волжскому ярусу; белемниты из осыпи указывают на нижний волжский ярус (Едемский, 1930а).

5. Выходы черных слюдистых глин с колчеданом (келловей?) встречены К. К. Воллосовичем в среднем течении р. Вишеры.

О возможности присутствия юрских отложений в области к северу от р. Сухоны могут говорить остатки белемнитов, нередко (по Б. К. Лихареву) находимые (не *in situ*) по северным притокам р. Сухоны.

Бассейн р. Сысолы

Широкое распространение юрские отложения имеют в бассейне р. Сысолы. Их выходы наблюдаются по всему течению этой реки от ее устья и до верховьев, откуда юрские отложения продолжают и дальше к югу (юра бассейнов рек Вятки, Кобры и верхнего течения р. Камы). Юрские отложения этих более южных районов лежат уже за пределами Северного края и в настоящем очерке не рассматриваются.

Приведенный ниже сводный разрез сысольской юры составлен в основном по И. Е. Худяеву (1927а, 1936).

Средняя (?) — верхняя юра. К средней юре иногда относят фаунистически немую песчано-глинистую толщу, залегающую на перми или нижнем триасе и особенно широко развитую в области р. Локчима, в области правых притоков р. Сысолы, в ее среднем и нижнем течении, и в области верхнего течения р. Сысолы. И. Е. Худяев выделяет в этой толще (снизу вверх):

1. Пески желто-серые, сильноизвестковистые и местами слюдястые; в нижней части этого горизонта иногда встречаются прослой грубого песка и гравия. Мощность не меньше 12 м. Контакт с типичными верхнепермскими отложениями не наблюдался.

2. Глинистые и слюдястые пески, песчанистые и слюдястые глины, синевато-серого до черного цвета, местами с массой неопределенных растительных остатков. Пирит встречается в виде песчанистых конкреций (размерами до 15—20 см), иногда сконцентрированных в прослой. Пески и глины весьма непостоянны в горизонтальном направлении, быстро выклиниваются. В самой верхней части этого горизонта пески преобладают над глинами. Глины нередко битуминозные, с запахом нефти. Среди песков наблюдаются прослой галечников. Точная мощность толщи неизвестна; в некоторых пунктах по р. Локчиму она не меньше 46 м.

По-видимому, эту же толщу О. А. Солнцев назвал сысольской свитой и подразделил на три горизонта (снизу вверх):

а) кажимский горизонт — песчанистые глины и галечные пески с большим количеством опритизированной древесины; мощность до 5 м;

б) ужгинский горизонт — слюдястые и иловатые пески со сростками пирита; мощность до 15 м;

в) чуломский горизонт — слюдястые кварцевые пески с косою слоистостью (характерной для данных песков); мощность до 60 м.

Вопрос об истинном возрасте этой толщи остается открытым. В отличие от О. А. Солнцева, приписывающего ей среднеюрский возраст, И. Е. Худяев рассматривает ее как песчанистую прибрежную фацию верхнеюрских отложений и предполагает, что по возрасту ее нижняя часть относится к келловей — кимериджу, а верхняя — к нижнему волжскому ярусу. Разбор приводимых разными авторами данных в пользу этого или другого возраста рассматриваемой песчано-глинистой толщи показывает, что вопрос об ее возрасте, так же как и о сопоставлении этих отложений в разных районах, далеко не решен; можно согласиться с И. Е. Худяевым (1936), что пока еще «подразделение и синхронизация юрских отложений песчаной, мелководной фации основаны на весьма шатких предположениях и сравнениях».

Верхняя юра. Нижний келловей. 1. Глина серая, слегка песчаная сланцеватая, с конкрециями пирита.

2. Сидерит глинистый, серовато-желтый с бурой поверхностью, залегающий отдельными гнездами или сплошным прослоем.

3. Песок плотный, зеленоватый, глауконитовый.

В глинах и особенно в песке часто встречаются *Cadoceras elatmae* Nik. и редко *Chamoussetia chamousseti* Ogb. и *Belemnites* sp. Мощность трех приведенных горизонтов не установлена. Они известны только в окрестностях с. Иб.

Нижний или средний келловей. 4. Глина серая, сланцеватая, местами переходящая в слюдястую песчаную глину. В глине много конкреций пирита и пиритизированной обугленной древесины. Здесь же встречаются конкреции песчанистого мергеля. Горизонт развит в окрестностях сел Иб и Вотчи.

3,5—4 м

5. Песок светло-серый или буровато-желтый, мелкий, слюдястый, с бурыми пятнами и прослоями. Местами в песке встречаются конкреции глинистого сидерита и прослой сильножелезистого бурого плотного песчаника. Этот горизонт встречается в окрестностях сел Иб, Вотча, Межадор, а также по р. Большой Визинге

12,5—13 „

Средний келловей. 6. Глина темно-серая, песчаная и слюдястая, вскипающая с соляной кислотой, местами сланцеватая. В верхних и средних горизонтах довольно часты прослойки конкреций глинистого сферосидерита, гнезда песка и железистого песчаника. В конкрециях сидерита изредка встречаются обломки: *Cadoceras ex gr. milashevici* Nik., *Cerithium* sp. и *Astarte* sp.

Лучшие выходы этого горизонта прослеживаются вблизи с. Вотчи; они известны также около сел Иб, Визинги, Куниб и по р. Гуж около Кажимского завода

8 „

7. Глина синевато-серая местами зеленоватая, сланцеватая, слюдястая и слабопесчаная, с тонкими прослойками песка ржавого цвета. На границе с нижележащим горизонтом наблюдается иногда небольшой прослой

крупнозернистого бурого песка со стяжениями бурого железняка. Выходит около сел Иб, Вотча, Пыелдино и по р. Гуж.

2,5—3 м

Средний и верхний келловей. 8. Глина светло-серая, вязкая, слабопесчанистая и слюдястая. Местами в верхней части горизонта проходит прослой серовато-зеленого, сильноглинистого песка с редкими конкрециями пирита. В этом горизонте встречаются крупные мергельные конкреции, в которых наблюдаются участки с многочисленными мелкими оолитами бурых окислов железа; попадаются также конкреции мергеля меньших размеров с фосфоритизированными участками. В тех и других конкрециях встречаются многочисленные *Cadoceras tschefkini* Orb., *C. stenolobum* Nik., *C. syssolae* Khud., *Erymnoceras coronatum* Brug., *Kosmoceras jason* Rein., *K. duncani* Sow., *K. guilelmi* Sow., *K. pollux* Rein., *Perisphinctes annularis* Rein., *P. mosquensis* Fisch., *P. submutatus* Nik., *Quenstedticeras leachi* Sow., *Q. lamberti* Sow., *Q. mariae* Orb., *Cylindroteuthis puzosiana* Orb., *S. okensis* Nik., *C. beaumontiana* Orb., *Meleagrinnella subechinata* Lah., *Pecten demissus* Phill., *P. borissiakii* Khud., *Modiola cuneiformis* Eichw., *Thracia frearsiana* Orb., *Pleuromya peregrina* Orb., *Gresslya alduini* Fisch., *Gomomya marginata* Ag., *Parallelodon cf. rouillieri* Lah., *Pleurotomaria annulata* Sieb., *Turbo wisinganus* Keys. и др.

Ископаемые указывают на средний и верхний келловей. Среднекелловейская глина с мергельными конкрециями постепенно переходит в верхнекелловейский мергель, имеющий уже более постоянный пластовый характер, но все же, по-видимому, часто переходящий в горизонтальном направлении в мергелистую глину. В нижней части мергеля еще встречаются *Cadoceras milashevici* Nik. и *C. tschefkini* Orb. — наряду с верхнекелловейскими *Quenstedticeras leachi* Sow. и *Q. lamberti* Sow. В этой самой верхней части келловей довольно часты сильнофосфоритизированные участки черного цвета. Главные выходы этого горизонта приурочены к окрестностям сел Иб, Вотчи и Визинги.

2—2,5 „

К самой нижней части верхнего келловей (зона *Longaeviceras keyserlingi*) или к верхам среднего келловей должен быть отнесен горизонт, описываемый И. Е. Худяевым с правого берега р. Сысолы из района против с. Вотчи: слюдястая, плотная темно-серая глина, с тонким линзами песка и мергеля, с фауной *Kosmoceras pollux* Rein., *Kepplerites* aff. *gowerianum* Sow., *Cadoceras* cf. *tschefkini* Orb., *Longaeviceras*, *Pecten*, *Meleagrinnella* и др.

1,10 „

К келловейскому же ярусу И. Е. Худяев относит глину с конкрециями железистого песчаника на Корчажинском руднике Кажимского завода, а также юрские глины с рудными прослоями на Гужевском руднике и вдоль р. Сысолы между с. Койгородок и Кажимским заводом.

Нижний оксфорд. 9. Желтовато-красный рухляк с фосфоритизированными плотными участками, переходящий в горизонтальном направлении в глину того же цвета. Фауна: *Cardioceras anabarense* Pavl., *C. excavatum* Sow., *Quenstedticeras* aff. *leachi* Sow. До настоящего времени известен единственный выход этого слоя около с. Вотчи.

0,75 „

Кимеридж. 10. Глина темно-серая, плотная, с прослоями синевато-серого темного сидерита. В верхней части слоя попадают обломки *Pachyteuthis* aff. *explanata* Phill. Известен единственный выход близ с. Яковул.

2,2 „

11. Глина песчанистая, серая, местами желтоватая, с плохо сохранившимися остатками аммонитов — *Aulacostephanus eudoxus* Orb., в нижней части горизонта — с *Pachyteuthis abbreviata* Mill., *P.* aff. *panderiana* Orb. Выходит вблизи сел Пыелдино и Яковул.

1,3 „

Этот же горизонт представлен на правом берегу р. Сысолы против с. Каргорт зеленовато-серой глауконитовой и слюдястой глиной со стяжениями фосфорита и пирита, с богатой фауной (особенно белемнитов): *Aulacostephanus subundorae* Pavl., *A. syrti* Pavl., *A. stuckenbergi* Pavl., *A.* cf. *kirghisensis* Orb., *A.* cf. *pseudomutabilis* Log., *A. syssolae* Khud., *A. subsyssolae* Khud., *Streblites* sp. indet., *Perisphinctes* sp. indet., *Aucella* cf. *solodurensis* Log., *Parallelodon rouillieri* Lah., *Ostrea nikitini* Khud., *Nucula*, *Rhynchonella*, многочисленные *Cylindroteuthis magnifica* Orb. и *Pachyteuthis kirghisensis* Orb.

0,6 „

Верхний кимеридж — нижний волжский ярус. 12. Крупные, окатанные и изъеденные конкреции плотного фосфорита, обнаруживающие несколько стадий своего образования: фосфоритовые желваки покрыты оболочкой фосфата более поздней генерации. В конкрециях изредка встречаются верхнеоксфордские (*Amoeboceras alternans* Buch), нижнекимериджские (*Rasenia trimeria* Orp.) и верхнекимериджские (*Aulacostephanus* cf. *cuneatus* Tr., *A. syssolae* Khud., *A. subsyssolae* Khud. и *Cylindroteuthis obeliscoides* Pavl.) ископаемые: местами наблюдается также значи-

тельное количество плохо сохранившихся радиолярий: *Cenosphaera*, *Lithocampe* и *Tricolocapsa*. Все перечисленные формы найдены в желваках, образовавшихся в первую стадию фосфоритообразования. Фосфат второй генерации связан с процессами, протекавшими на дне моря, возможно, уже в нижневолжское время. Таким образом, этот горизонт, по-видимому, представляет собой базальный конгломерат в основании трансгрессивно залегающего здесь нижнего волжского яруса. Фосфоритовый конгломерат выходит в единственном обнажении около с. Яковул, но в осыпи подобные же конкреции наблюдаются еще в ряде пунктов около сел Вотчи, Мырлона-Иб и Визинги.

13. Глина серая, слегка слюдистая с *Cylindroteuthis obeliscoides* Pavl., *C. magnifica* Orb., *Aucella tenuistriata* Lah.

Выходы ее можно наблюдать около сел Яковул, Иб, Койгородок и в шурфах западнее с. Пыеллино. Местами, например около с. Койгородок, в глинах наблюдаются прослои крупнозернистого песка и цементированного мелкого гравия

1,2—1,5 м

Нижний волжский ярус, зона *Dorsoplanites panderi*.

14. Глина темно-серая, мергелистая, местами песчанистая и слюдистая, с прослоями глинистого или битуминозного сланца. В верхней части глины довольно часто наблюдается серый мергель, образующий или сплошной слой или залегающий в виде ряда крупных плотных конкреций в мергелистой глине. Конкреции часто бывают прорезаны многочисленными жилками кальцита. Кроме мергелистых прослоек, изредка встречаются горизонты фосфоритовых галек и конкреций пирита. В глине, в сланцах и особенно часто в мергеле встречаются многочисленные *Dorsoplanites panderi* Orb., *D. dorsoplanus* Vischn., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *C. syssolae* Khud., *Aucella mosquensis* Buch, *A. gracilis* Pavl., *A. tenuistriata* Lah., *Parallelodon lutugini* Boriss., *Palaeoneilo chorschovenski* Boriss. var. и др. Этот горизонт известен в наибольшем числе выходов, начиная от с. Иб и до района Кажимского завода. Спорадически среди глин залегают конкреции очень плотного слабоглинистого сидерита; обычно они распадаются в виде небольших линз. Мощность рассматриваемого горизонта достигает 5—6 м.

Нижний волжский ярус, зоны *Dorsoplanites panderi* и *Virgatites virgatus*.

15. Толща темно-серых и сланцеватых глин; тонкослоистых глинистых и битуминозных сланцев, перемежающихся между собой, в редких случаях замещаемых песчаными линзами и прослоями. В нижней части этой толщи обильны: *Dorsoplanites* aff. *panderi* Orb., *Zaraiskites scythicus* Vischn., *Z. zarajskensis* Mich., *Scurria maeotis* Eichw., *Aucella mosquensis* Buch, *Inoceramus* и др. Все ископаемые указывают на принадлежность горизонта к верхней части зоны *Dorsoplanites panderi*. Многочисленные выходы битуминозных и глинистых сланцев, а также нижележащего горизонта, протягиваются от с. Иб до района Кажимского завода (Зоричева, 1939). Мощность до 14 м. Верхняя часть толщи принадлежит зоне *Virgatites virgatus*, выходы которой в виде битуминозных сланцев с отпечатками *V. virgatus* Buch встречаются лишь около с. Карвужем. Наблюдавшаяся мощность этих сланцев равна 1,5 м.

В горизонтальном направлении сланцы зоны *V. virgatus* переходят в темные, почти черные, глины, как это можно видеть в обнажении вблизи с. Карвужем. По-видимому, этому же горизонту соответствуют в разрезе Койгородского участка темно-серые грубослоистые мергелистые глины мощностью 0,7—0,8 м с остатками неопределимых белемнитов и вышележащая темно-серая, почти черная, илоподобная глина с мергельными конкрециями мощностью 4,4 м.

От Сысольско-Кобринского района юрские отложения протягиваются вдоль южной границы Северного края в виде отдельных пятен по рекам Югу, Вохме и Моломе (Кобозев, 1932; Лутугин, 1924; Поленов, 1888; Хименков, 1921) до р. Унжи (Спижарский, 1932). Это остатки некогда сплошного покрова, намечающие тот пролив, по которому происходило соединение (через Костромской край) северного юрского моря со среднерусским.

Волго-Двинский водораздел (реки Юг, Вохма, Молома, Луза)

Келловей. Темно-серые и черные глины, переслаивающиеся с белыми и желтыми песками. В песках и глинах обильные конкреции серного колчедана и остатки древесины, нередко опиритизированной. В верховьях р. Лузы в черных глинах были найдены белемниты, *Cado-ceras elatmae* Nik. и *Chamoussetia chamousseti* Orb., определяющие нижнекелловейский возраст глин. Там же, близ с. Вектор, в песчаниках,

лежащих в нижней части верхнеюрского разреза, собраны остатки растений, принадлежащие к родам: *Taeniopteris*, *Nilssonina*, *Pityophyllum* и *Desmophyllum*.

По мнению М. Д. Залесского, возраст этой флоры от рэта до «бурой юры» включительно; этому не противоречит (келловей входит в состав «бурой юры» немецких авторов) точка зрения В. Г. Хименкова, относящего рассматриваемые песчаники к нижнему келловею по петрографическому их сходству с нижним келловеем из ближайших районов.

К келловейскому же ярусу относится, вероятно, часть тех черных глин с белемнитами и конкрециями пирита, которые нередко обнаруживаются при рытье колодцев в бассейне рек Моломы и Вохмы.

Верхний оксфорд — темно-серые и черные сланцеватые глины с *Amoeboceras alternans* Buch, *Perisphinctes* sp., *Pachyteuthis pandariana* Orb. В глинах встречаются небольшие, светлые снаружи, черные внутри, фосфоритовые конкреции шарообразные и эллипсоидальные с *Amoeboceras alternans* Buch. Этот горизонт обнаружен в оползне в верхнем течении р. Моломы. близ с. Нижней Волманги.

В том же обнажении обнаружены и отложения нижнего кимериджа в виде глин с фосфоритовыми конкрециями, плотными, неправильной формы с *Rasenia trimera* Orp., *R. stephanoides* Orp., *Perisphinctes* sp., *Amoeboceras*.

Нижний волжский ярус. Темно-серые сланцеватые глины с плотным твердым мергелем. Фауна — *Dorsoplanites panderi* Orb., *Aucella mosquensis* Buch. *Cylindroteuthis volgensis* Orb. — указывает на зону *Dorsoplanites panderi*. Этот горизонт обнажается к востоку от верхнего течения р. Лузы, составляя уже часть разреза обширного Сысольского района. Есть единичные указания на возможность присутствия этого горизонта в более западной части Волго-Двинского водораздела: 1) в бассейне р. Шарженьги (притока р. Юга) около с. Калинино был найден кусок темно-серого мергеля с *Aucella mosquensis* Buch;

2) возможно, что к рассматриваемому горизонту относится глина с конкрециями плотного светло-серого мергеля и белемнитами, обнаруженная в верхнем течении р. Моломы, около с. Верхне-Моломского.

На юго-западной окраине Северного края в бассейне верхнего течения р. Унжи юрские отложения имеют следующий состав.

Нижний келловей. Темно-серые слюдястые глины с пиритом: в верхней части — плотные пески и ржаво-бурые песчаники. Встреченные здесь *Chamousetta chamousetti* Orb., *Kepplerites gowerianum* Sow. указывают на зону *Cadoceras elatmae* нижнего келловей. Эта толща залегает на размытой поверхности пестроцветных пород нижнего триаса и имеет мощность до 3 м.

Средний келловей. Белые сыпучие кварцевые пески, мелкозернистые с тонкими прослойками грубозернистых песков. В песках наблюдаются прослойки фосфоритовых желваков. Фауна: *Erymnoceras coronatum* Brug., *Cadoceras milaschevici* Nik., *C. tschekini* Orb., *Perisphinctes submutatus* Nik., *P. mosquensis* Nik., *P. scopinensis* Neum., *Aspidoceras* aff. *diversiforme* Waag., *Kosmoceras aculeatum* Eichw., *K. guillemi* Sow., *K. jason* Rein., *K. cf. duncani* Sow., *Parallelodon* aff. *pictum* Mil., *Pecten (Entolium) vitreus* Roem., *P. (Camp-tonectes) lens* Sow., *Meleagrinnella echinata* Sow.

Верхний келловей. Такие же пески с *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. leachi* Sow., *Cadoceras tschekini* Orb. Общая мощность песков среднего и верхнего келловей до 14 м.

К югу (уже за пределами Северного края) эту толщу перекрывает нижний оксфорд — мергель и глинистый песок с фосфоритами, с фау-

ной: *Cardioceras cardatum* Sow., *C. aff. excavatum* Sow. В основании этой толщи лежит прослой с окатанными и источенными белемнитами: *Cylindroteuthis spicularis* Phill., *Pachyteuthis cf. pandariana* Orb., *C. subextensus* Nik.

Нижний волжский ярус. Глины с прослоями битуминозных сланцев; серые мергели с фосфоритовыми зернами. Фауна указывает на зону *Dorsoplanites panderi*; *Dorsoplanites ex gr. panderi* Orb., *Zaraskites scythicus* Visch., *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *C. porrecta* Phill., *C. magnifica* Orb., *Aucella mosquensis* Buch, *A. paradoxa* Sok., *A. tenuistriata* Lah., *Inoceramus* и др. В основании этой толщи на размытой поверхности оксфорда лежит прослой глауконитового песка с черными окатанными глянцевитыми фосфоритами; среди последних найден обломок аммонита, напоминающий верхнекимериджские *Aulacostephanus*.

Средняя (?) юра — верхняя юра (континентальная песчано-глинистая толща). Наиболее древней частью юрской системы в пределах Северного края является песчано-глинистая континентальная толща, лежащая в основании верхней юры. Широкое развитие этой толщи отмечено выше для бассейнов рек Сысолы, Локчима, Яренги и для Вашско-Пинежского водораздела. По-видимому, эта же толща обнаружена на п-ове Канин. Судя по литературным данным, можно предполагать ее присутствие и в других районах Северного края, однако лишь в редких случаях эти отложения могут быть выделены по точным указаниям на их положение в разрезе (например, песчаники с растительными остатками на Волго-Двинском водоразделе в бассейне р. Лузы).

За континентальное происхождение рассматриваемой толщи говорят, с одной стороны, полное отсутствие в ее отложениях признаков морской фауны (единственное исключение — см. выше), с другой стороны, присутствие в этой толще остатков наземных растений и прослоев угля.

Вопрос о возрасте этих отложений вызывает разногласия: по наиболее распространенному мнению, она относится к нижнему келловее, ввиду того, что в ряде случаев залегает непосредственно под нижним келловеем, с которым тесно связана (Хименков, 1915).

По мнению И. Е. Худяева, изучавшего эту толщу в бассейнах рек Сысолы и Локчима, она относится в разных своих частях к разным горизонтам верхней юры, от нижнего келловоя до нижнего волжского яруса включительно. Это мнение основано на том, что в некоторых районах она покрывается образованиями нижнего волжского яруса, а в других районах имеет место ее переход (в горизонтальном направлении) «в фаунистически охарактеризованные келловей — кимериджские (и, быть может, даже в нижневолжские) отложения...».

Слабой стороной этого заключения является отсутствие указаний на характер перехода в горизонтальном направлении в морскую толщу верхней юры. Поэтому при плохой обнаженности района остается неизвестным, в какой степени такой вывод основан на точных наблюдениях ясных соотношений слоев в обнажениях, и в какой степени он зависит от субъективных взглядов наблюдателя. Также совершенно неубедителен и другой довод И. Е. Худяева в пользу нижневолжского возраста верхней части юрской континентальной толщи Локчимского района, а именно, ссылка на нахождение «по р. Локчиму в 18 км выше устья обломков *Aucella* sp. indet, очень близко напоминающих *A. pallasii* Ke u s.» (Худяев, 1936). Упоминание об этом факте в такой форме не дает решительно ничего для решения вопроса о возрасте рассматриваемой континентальной толщи, так как при широком распространении верхнеюрских отложений во всей области отдельные обломки окамене-

лостей могут быть перенесены рекой или вымыты из четвертичных отложений.

Несмотря на эти оговорки, необходимо, однако, считаться с возможностью более молодого, чем нижний келловей, возраста рассматриваемой толщи, особенно в тех случаях, когда она покрывается нижним волжским ярусом.

Вывод о среднеюрском возрасте континентальной толщи напрашивается для тех районов, где она покрывается нижним келловеем с ясным между ними перерывом. Мы встречаемся здесь, однако, с трудным вопросом стратиграфического исследования: каким геологическим возрастом должна быть датирована немая континентальная толща, залегающая в основании фаунистически охарактеризованной морской толщи? Совершенно ясно, что первая древнее второй, но из одного этого еще не следует (как иногда считают), что они не могут быть отнесены к одному ярусу или даже к одной зоне. В случае полного отсутствия указаний на возраст нижней толщи со стороны палеонтологической и петрографической, единственным критерием для разрешения этого вопроса может служить контакт между двумя толщами: присутствие или отсутствие между ними перерыва и характер этого перерыва. К сожалению, наблюдений по этому вопросу в Северном крае явно недостаточно.

Толщи бассейна р. Сысолы О. А. Солнцев считает среднеюрскими. По И. Е. Худяеву, однако, в этом же районе остается неизвестным не только контакт толщи с нижним келловеем, но даже самые нижние слои последнего.

В бассейне рек Яренги, Кижмы и Ертыма М. П. Раюшкин относит континентальную толщу к «средней (?)» юре на основании того, что на эту толщу «ложатся со следами явного размыва осадки с фауной нижнего келловея». Однако и он не приводит ни одного обнажения, где бы был виден контакт нижнего келловея с подстилающей толщей.

По литологическому сходству с яренгской «средней (?)» юрой, такая же толща на Вашско-Пинежском водоразделе отнесена М. П. Раюшкиным тоже к «средней (?)» юре. В последнем районе морской келловей вовсе отсутствует, и континентальная толща лежит в контакте с нижним волжским ярусом, что делает доводы в пользу ее среднеюрского возраста совсем неубедительными.

В тех перечисленных случаях нахождения юрской континентальной толщи, когда может возникнуть вопрос о ее залегании непосредственно под морским келловеем, нужно иметь в виду, что в южной части Северного края самые нижние горизонты келловея представлены зоной *Cadoceras elatmae*. Это означает, что еще более низкая зона келловея — зона *Arcticoceras ishmae* (известная в бассейне р. Ижмы) — здесь отсутствует, по крайней мере, в морской фации. Отсюда напрашивается вывод, что там, где рассматриваемая континентальная толща лежит непосредственно под зоной *Cadoceras elatmae* (даже с признаками перерыва между ними), она может соответствовать зоне *Arcticoceras ishmae* нижнего келловея. Наконец, нельзя считать полностью исключенной и возможность того, что в некоторых районах самая нижняя часть этой толщи относится к средней юре. Из всего вышеизложенного следует, что эта возможность не очень вероятна, а среднеюрский возраст при этих условиях трудно доказуем.

Морская верхняя юра

Келловей. Древнейшие отложения морской юры в Северном крае представлены сильнослюдистыми песками и песчаниками, с конгломератом и прослоями темно-серой слюистой глины. В песчаниках наблюдаются слои с волнистой поверхностью напластования и следами пол-

зания червей. Из органических остатков очень часто встречаются остатки древесины, нередко опиритизированной, иногда крупные стволы и обрывки листьев. Имеются литературные указания (Малахов, 1944) на нахождение (реки Ижма, Айюва, Дресвянка, Тобыш) в самых нижних частях этой толщи прослоя угля (плохого качества) толщиной до 0,3 м¹. Грубый конгломерат, отчетливо развитый в верхнем течении р. Ижмы и намечающий собою береговую линию наступавшего на Тиман моря, приурочен к низам келловей; по-видимому, он не является наиболее древней частью юрского разреза, а подстилается темно-серой глиной. В нижней части рассматриваемой толщи на реках Ижме и Адзьве встречены из руководящих ископаемых *Arcticoceras ishmae* Ke y s.; в других районах эти древнейшие слои заключают в себе *Cadoceras elatmae* N i k., *C. modiolare* O r b., *Chamoussetia chamousseti* O r b. и другие формы, указывающие на нижний келловей. Следует отметить, что *Arcticoceras ishmae* на Севере Русской платформы (также и в Северной Сибири) нигде не были найдены совместно с остальными вышеперечисленными нижнекелловейскими аммонитами не только в одном обнажении, но даже и в одном районе. Это вносит некоторую неопределенность в вопрос об отношении горизонта с *Arcticoceras ishmae* к слоям с *Cadoceras elatmae*. Наиболее ясное положение слоев с *Arcticoceras* в разрезе по отношению к вышележащим зонам наблюдается в Восточной Гренландии, где *Arcticoceras* найдены непосредственно ниже горизонта с *Kepplerites tychonis* R a v p и *Cadoceras*, близкими к *C. elatmae*. На этом основании можно считать, что зона *Arcticoceras ishmae* должна непосредственно покрываться зоной *Cadoceras elatmae*. Эта точка зрения принята сейчас советскими геологами (Решения Всесоюзного совещания, 1955).

Для сопоставления с келловеем Северо-Западной Европы имеют значение указания (Решения Всесоюзного совещания, 1955) на возможность выделения в центральных частях Русской платформы подзоны (зоны) *Macrocephalites macrocephalus* в нижней части зоны *Cadoceras elatmae*. В этой подзоне из аммонитов преобладают *M. macrocephalus* и отсутствуют *C. elatmae*. С другой стороны, известно, что на Севере Русской платформы и во всей Арктической области полностью отсутствует группа *M. macrocephalus*. В свете этих фактов уместно предположить, что зона *Arcticoceras ishmae* соответствует по возрасту зоне *Macrocephalites macrocephalus* и может рассматриваться как северный эквивалент этой последней.

Средний келловей, неразрывно связанный с нижним, в одних районах (реки Ижма, Адзьва, Унжа) имеет одинаковый с ним петрографический состав и тогда может быть выделен лишь по фаунистическим признакам; в других — на р. Сыsole — он в отличие от песчаной фации нижнего келловей представлен глинами с прослоями железисто-оолитовых мергелистых конкреций с богатой фауной: *Cadoceras milashevici* N i k., *C. tschefkini* O r b., *Erymnoseras coronatum* B r u g., *Perisphinctes*, *Kosmoceras*, *Rhynchonella varians* S c h l., *Rh. personata* B u c h.

¹ В сводной работе М. С. Волкова (1931) об ископаемых углях бассейна р. Печоры упоминается и о юрских углях (реки Ухта, Айюва, Тобыш и Косма) и отмечается, что они подчинены «волжскому ярусу». Эти указания вызывают следующие возражения: 1) ни на Ухте, ни на Косме юрские и вообще мезозойские отложения до сих пор не обнаружены; 2) нахождение углей в отложениях (нижнего) волжского яруса плохо согласуется с фаунальными особенностями последнего. Наиболее вероятно приуроченность углей к самым низам келловейского яруса, т. е. к вышеописанной континентальной толще. Интересно отметить, что такое же положение — в основании морской верхней юры — занимает и угленосная толща на Северном Урале (р. Северная Сосьва). Таким образом, в обоих районах позднеюрской трансгрессии предшествовала эпоха углеобразования.

Средний келловей имеет в Северном крае меньшее распространение, чем нижний; может быть, однако, это связано со сравнительной бедностью среднекелловейской толщи окаменелостями, вследствие чего в ряде случаев этот горизонт не может быть отделен от нижнего келловей. Кроме коренных выходов, известны находки валунов с *Cadoceras milashevici* в верхнем течении р. Ижмы и на р. Пижме Печорской.

В верхнем келловее глинистая фация получает еще большее распространение. Лишь на р. Адзье верхний келловей сложен песчаниками и на р. Унже — песками, не отличаясь здесь от подстилающих средне- и нижнекелловейских отложений. В остальных районах резко преобладают глины с прослоями мергелистых конкреций. Здесь содержится богатая фауна; о характере фауны в позднекелловейское время можно судить еще и по тем фосфоритовым конкрециям, которые (во вторичном залегании) встречаются в основании верхнего оксфорда как результат размывания верхнекелловейской толщи в начале позднего оксфорда. До сих пор уделялось очень мало внимания подразделению верхнего келловей и считалось, что на Севере он представлен зоной *Quenstedticeras lamberti*. Сейчас есть возможность провести более дробное подразделение. Так, на р. Ижме встречается характерная фауна *Longaeviceras* группы *keyserlingi* Sok., *Cadoceras nikitini* Sok., *C. carinatum* Eichw., *C. stenolobum* Keys. Это сочетание повторяется и во всей Арктической области и свидетельствует о широком распространении здесь самой нижней части верхнего келловей. Можно считать, что по возрасту эти отложения соответствуют зоне *Peltoceras athleta* Западной Европы. Основания для такого вывода: 1) большое сходство некоторых *Longaeviceras* группы *keyserlingi* с аммонитами, встречающимися в зоне *Peltoceras athleta* Западной Европы. Так, по Спэту (1933), новоземельские *Longaevicera holtedahli* Saalf. et Freib. (этот вид относится к группе *L. keyserlingi*) почти неотличимы от некоторых разновидностей *L. placenta* Lesk. из зоны *P. athleta* английского келловей; 2) находка на р. Ижме (вместе с аммонитами группы *keyserlingi*) *Kostoceras proniae* Teiss. и *K. cf. duncani* Sow. — руководящих видов зоны *P. athleta*; 3) присутствие в вышеупомянутой фауне *Cadoceras* группы *tschekfkini* и *stenolobum*, не встречающихся вместе с *Q. lamberti* и указывающих на близкую связь со средним келловеем.

Ввиду своеобразия рассматриваемой северной фауны и полного отсутствия в ней *Peltoceras athleta*, следует выделить для Севера эту, самую нижнюю зону верхнего келловей под новым названием: зона *Longaeviceras keyserlingi*.

В Северном крае, кроме района Ижмы, признаки этой зоны обнаруживаются на р. Айюве (*Cadoceras nikitini* Sok., *C. cf. stenolobum* Keys.) и на р. Адзье (*Q. keyserlingi* Sok., *C. stenolobum* Keys.). Вопрос о выделении этой зоны в других районах Северного края упирается в невозможность использования для этих целей старых списков фауны. Фауна верхнего келловей требует пересмотра; и даже сравнительно новые определения Д. Н. Соколова (для *Quenstedticeras* группы *lamberti* и *mariae*) нуждаются в пересмотре. Выше зоны *Peltoceras athleta* в Западной Европе располагаются две зоны: *Quenstedticeras lamberti* и *Q. mariae*. Верхняя из них (*mariae*) на территории Северного края до сих пор не выделялась, а *Q. mariae* приводится нередко в списках фауны зоны *Q. lamberti* (реки Адзья, Сысола). Остается открытым вопрос: существуют ли у нас эти две зоны совместно или, по крайней мере в отдельных районах, они также могут быть разделены. На это должно быть обращено внимание при послойном изучении разрезов (Бодылевский, 1956а).

Зона *Q. lamberti*, судя по спискам фауны, представлена в ряде районов Северного края. На р. Ижме она отсутствует, и это хорошо согласуется со стратиграфическим несогласием в основании нижнего оксфорда. Перерыв приходится здесь на зону *Q. lamberti* и (в нижнем течении р. Ижмы) на нижний оксфорд. На р. Сысоле фауна среднего келловея постепенно сменяется фауной зоны *Q. lamberti*; непонятно исчезновение из этого разреза промежуточной между ними зоны *Q. keyserlingi* (если не считать указанием на нее присутствие *Kosmoceras duncani* в списке среднекелловейских форм — по И. Е. Худяеву).

Интересная фауна обнаружена в основании верхнего келловея в двух пунктах: на р. Ижме (близ с. Катыв-йоль) и на р. Сысоле (близ с. Вотча). В обоих случаях *Keplerites* aff. *gowerianum* Sow. сочетается с *Quenstedticeras* и *Cadoceras* (группы *tschefkini-stenobolum*). По-видимому, это соответствует переходному горизонту от среднего келловея к низам верхнего келловея.

Характерной особенностью келловейских отложений Северного края является присутствие в них обильных конкреций пирита, встречающихся как в глинистых, так и в песчаных прослоях. Эта особенность позволяет отличить келловейские черные глины даже при полном отсутствии в них окаменелостей. В отличие от келловея, в вышележащих горизонтах пирит встречается лишь в виде отдельных редких желваков (гнезд) или в рассеянном виде. Как кажется, наибольшие скопления пирита приурочены к нижнему и среднему келловью. В основании глинистой толщи верхнего келловея, на поверхности среднекелловейского песчаника на р. Ижме наблюдалась в ряде обнажений сплошная корка пирита, по-видимому, вторичного происхождения, связанная с переотложениями пирита, перемещенного из нижних горизонтов верхнего келловея. В верхней части верхнего келловея количество пирита уменьшается. На р. Ижме, у с. Пожни, можно наблюдать бечевник, сплошь покрытый желваками пирита. Однако было бы ошибкой судить о богатстве месторождения по этим скоплениям, образовавшимся в результате многолетнего вымывания пирита из береговых обнажений. По мнению ряда исследователей, образование этого минерала предполагает накопление сероводорода в придонных частях моря, отличающихся незначительным движением воды; это согласуется с общим характером нижнего и среднекелловейских отложений, свидетельствующих о мелком море, затоплявшем область с неровной поверхностью дна, что вызывало обилие застойных участков сероводородного заражения.

Нижний оксфорд. Находки окаменелостей, указывающих на этот горизонт, сравнительно редки в пределах Северного края. В коренном залегании нижний оксфорд известен в Сысольском районе, где он представлен желтовато-красным рухляком с *Cardioceras anabarense* Pavl., *C. excavatum* Sow., *Quenstedticeras* aff. *leachi* Sow. Присутствие последнего вида указывает, по мнению И. Е. Худяева, на переходный (от верхнего келловея к нижнему оксфорду) характер этого горизонта, с чем едва ли можно согласиться ввиду условности определения самой формы и известных случаев нахождения *Quenstedticeras* и в оксфордских слоях.

В некоренном залегании нижеоксфордские окаменелости обнаружены в верхнем течении р. Ижмы (около с. Одес) в валуне фосфоритовой породы, где встречены *Cardioceras* cf. *cordatum* Sow., *C. percaelatum* Pavl. var., *C. sp. nov.* (aff. *jacuticum* Pavl.). Эта находка указывает на то, что нижеоксфордские слои имели в Северном крае большее, чем сейчас, распространение, но последующее размывание привело в ряде мест к полному их уничтожению. С другой стороны, в конгломератовидном известняке верхнего оксфорда на р. Ижме, при наличии (во

вторичном залегании) обильной фауны верхнего келловея, совершенно не встречены ископаемые нижнего оксфорда, что скорее всего может быть истолковано как следствие того, что нижнего оксфорда в этом районе не было. Сказанное дает основание полагать, что ранний оксфорд для Северного края был временем регрессии моря.

Верхний оксфорд (зона *Perisphinctes plicatilis*) обнаружен на р. Яренге, где в фосфоритовых желваках найдены (определение М. П. Раюшкина) *Perisphinctes plicatilis* Sow. и *P. martelli* Or r. вместе с аммонитами, указывающими на верхнюю зону верхнего оксфорда.

На присутствие той же зоны указывает, может быть, и *Amoeboceras shurauskii* Sok. — вид, найденный Д. Н. Соколовым на р. Адзьве (Тальбейкось) и описанный им же. В обоих отмеченных случаях выделение зоны *P. plicatilis* нуждается в подтверждении послойными сборами фауны.

Слои с *Amoeboceras alternans* Buch (поп auct.) верхнего оксфорда имеют гораздо более широкое распространение. Местами (гора Тальбей на р. Адзьве) они залегают явно трансгрессивно. В бассейне р. Ижмы верхний оксфорд выражен: 1) зеленовато-серой песчанистой глиной с мелкой галькой и с прослоями конкреционного зеленовато-серого известняка (известковистого песчаника); наиболее отчетливо этот тип верхнего оксфорда представлен на р. Айюве, где он характеризуется богатой фауной с обилием *Amoeboceras alternans* Buch и *Aucella kirghisensis* Sok. Признаки отложений этого же типа (песчаник с той же фауной) обнаружены и в верхнем течении р. Ижмы; 2) в среднем течении р. Ижмы к верхнему оксфорду относится желтоватый глауконитовый известняк также с мелкой галькой. В основании известняка — включения фосфоритовых шаров с верхнекелловейской фауной. В самом известняке часты *Pachyteuthis kirghisensis* Or b.; редко попадаются *Aucella bronni* Rouill. Этот слой подстилается глауконитовой песчанистой глиной. Характер фауны не позволяет решить, представляют ли два описанных типа разные горизонты верхнего оксфорда или разновозрастные, но фациально разные образования. В обоих случаях можно предполагать влияние течений, особенно интенсивное в среднем течении р. Ижмы, где его результатом явилось перемывание ранее образовавшихся келловейских осадков, отдельные ископаемые из которых, окатанные и покрытые глянцем, были сцементированы известковистым цементом в позднеоксфордское время.

На р. Адзьве у горы Тальбей верхний оксфорд с богатой фауной *Amoeboceras alternans* и др. сложен песками и песчаниками с галечником в основании. Здесь намечается восточный берег позднеоксфордского моря.

На р. Моломе *A. alternans* встречен в россыпи фосфоритовых желваков на черной сланцеватой глине, представляя, таким образом, как и на р. Яренге, фацию, наиболее сходную со среднерусским верхним оксфордом. Остатками от размывания верхнего оксфорда в позднейшее время являются раковины *A. alternans*, находимые в основном в нижне-волжском конгломерате Сысольского района. Менее надежными указаниями на прежнее распространение позднеоксфордского моря могут служить обломки песчаника с *A. alternans* и *Aucella kirghisensis* из разных мест Печорского края. Особенно богатая фауна из этого горизонта была собрана (А. В. Журавским) в валунах на р. Печоре вблизи с. Усть-Цильмы.

Нижний кимеридж. Признаки этого горизонта в Северном крае столь же скудны, как и факты, говорящие о присутствии нижнего оксфорда. Присутствие нижнего кимериджа установлено на Волго-

Двинском водоразделе (р. Молома), где обнаружена в оползне осыпь фосфоритов, петрографически отличных от верхнеоксфордских и заключающих фауну *Rasenia trimera* Orp., *R. stephanoides* Orp. На р. Яренге *Rasenia stephanoides*, а также и *Amoeboceras alternans* определены из фосфоритов вместе с верхнекимериджскими *Amoeboceras volgae* Pavl. и *A. subtilicostatus* Pavl. Находка *Amoeboceras* ex gr. *kitchini* Salf. на р. Волонге вместе с верхнекимериджскими формами не позволяет утверждать присутствие здесь нижнего кимериджа, однако нельзя считать исключенной возможность того, что упомянутый *Amoeboceras* происходит из более низкого горизонта, чем тот, который содержит верхнекимериджские формы. О былом распространении нижнего кимериджа в Сысольском районе свидетельствуют находки здесь *Rasenia trimera* и других форм в основном конгломерате нижнего волжского яруса. Состав фауны нижнего кимериджа изучен лишь в слабой степени. В русской литературе этот горизонт долгое время не отделялся от слоев с *Amoeboceras alternans*, хотя имеется ряд указаний на то, что слои с *Rasenia trimera* лежат выше слоев с *Amoeboceras alternans* Buch (non auct.).

Верхний кимеридж представлен глауконитовыми зеленовато-серыми или темно-серыми глинами, иногда с прослоями песчаниковых конкреций. Выходы этого горизонта известны на реках Пижме Печорской, Волонге, Выми и на Сыsole. Списки фауны, приводимые для каждого из этих районов, несколько различны; по-видимому, это отчасти объясняется тем, что фауна обрабатывалась в разное время и разными лицами, однако, в общем, списки последней указывают на то, что здесь представлен один и тот же горизонт (зона *Aulacostephanus eudoxus*). Наиболее характерным элементом фауны является *Aulacostephanus: A. eudoxus* Orb., *A. subeudoxus* Pavl., *A. subundorae* Pavl., *A. pishmae* Khud., *A. volongensis* Khud., *A. syssolae* Khud., *A. subsyssolae* Khud., и др.; кроме того, встречаются: *Oppelia* sp., *Perisphinctes* sp., *Amoeboceras* sp. nov. (aff. *subtilicostatum* Pavl.), *Pachyteuthis ingens* Grimh., *P. kirghisensis* Orb., *Cylindroteuthis magnifica* Orb. и другие многочисленные *Aucella lindstroemi* Sok., *A. mosquensis* Buch., *A. tschernyschewi* Sok., *A. volongensis* Sok. и др. На р. Сыsole верхнекимериджские формы найдены, кроме того, и во вторичном залегании — в основном конгломерате нижнего волжского яруса. Здесь встречены: *Aulacostephanus* cf. *cuneatus* Trd., *A. syssolae* Khud., *A. subsyssolae* Khud.

Кимеридж — нижний волжский ярус. В бассейне р. Ижмы верхнекимериджские (так же как и нижнекимериджские) отложения не обнаружены; однако не исключена возможность присутствия их в той части юрского разреза между верхнеоксфордским известняком и нижневолжскими глинистыми сланцами, которая представлена глинами мощностью до 7—10 м, с фауной исключительно белемнитов. Находки *Cylindroteuthis porrecta* Phill. и *C. magnifica* Orb. в верхних частях этой глинистой толщи указывают на верхний кимеридж или нижнюю зону нижнего волжского яруса. Менее вероятно присутствие в этой части разреза зоны *Dorsoplanites panderi* нижнего волжского яруса, несомненные признаки которой появятся в разрезе выше. Признаков перерыва в этой толще не обнаружено; впрочем, при значительной ее мощности и отсутствии в этой части р. Ижмы непрерывных обнажений нельзя поручиться за то, что следы этого перерыва не были пропущены. Можно высказать надежду, что более тщательным исследованием здесь будет обнаружена и такая фауна (аммониты), которая даст определенное решение вопроса о геологическом возрасте этой толщи, пока принимаемой за переходную и условно обозначаемой: кимеридж — нижний

волжский ярус. По-видимому, эта толща обнажается и на р. Мезени (у с. Большие Нисогоры).

На р. Сыsole И. Е. Худяев выделяет горизонт с *Cylindroteuthis magnifica* (слои 12—13 Сысольского разреза) как особую (самую нижнюю) зону нижнего волжского яруса. За это может говорить разве только непрерывный переход отложений упомянутого горизонта в вышележащие слои нижнего волжского яруса. От верхнего кимериджа рассматриваемый горизонт отделен базальным конгломератом из фосфоритовых желваков со смешанной фауной верхнего оксфорда и кимериджа; однако сама глина, включающая эти желваки, палеонтологически еще тесно связана с верхним кимериджем. *Cylindroteuthis magnifica* — вид, характерный для верхнего кимериджа и зоны *Subplanites* нижнего волжского яруса и очень редко приводимый для зоны *Dorsoplanites panderi* нижнего волжского яруса. Предполагается поэтому, что зона *Subplanites* присутствует и на р. Сыsole.

Стратиграфия той части верхнеюрских отложений, которая заключается в разрезе между верхним кимериджем и зоной *Dorsoplanites panderi* нижнего волжского яруса, в пределах СССР мало изучена. Несомненно к этой части разреза относится ветлянский горизонт (Д. Н. Соколова). Недавно принято решение включить ветлянский горизонт в состав нижнего волжского яруса как самую нижнюю его зону — зону *Subplanites sokolovi* (Решения Всесоюзного совещания, 1955). В. И. Бодылевским (1951) в эту же зону (под общим названием зона *Subplanites sokolovi* и *Pavlovia iatriensis*) были включены и слои с *Pavlovia iatriensis* Северного Урала. Однако это включение надо считать временным, так как есть основания предполагать по сопоставлению с западноевропейскими фаунами, что слои с *Pavlovia iatriensis* располагаются в общем разрезе выше зоны *Subplanites sokolovi* и, возможно, составляют отдельную зону. В Северном крае отложения этого возраста скудно охарактеризованы палеонтологическими остатками. В частности, в них до сих пор не найдены аммониты (не считая изолированной находки *Subplanites* на р. Кожиме), служащие основой для подразделения разреза.

Нижний волжский ярус является наиболее мощной частью юрского разреза (более 30 м в Ижемском районе) и наряду с келловейскими отложениями самой распространенной в Северном крае. Наиболее развита зона *Dorsoplanites panderi*. В Ижемском районе для этой зоны отчетливо устанавливаются два литологических подразделения: внизу залегают глины с прослоями горючих сланцев и в самом верху — с ракушняковым плитняком; сверху лежат глины с крупными мергельными конкрециями. Во всей зоне встречаются *Aucella mosquensis* Buch, *Cylindroteuthis volgensis* Orb., *Inoceramus*; библикатовые аммониты из глинисто-сланцевой толщи, ввиду их постоянной сплюснутости, не допускают точного определения, здесь встречен *Zaraiskites* aff. *scythicus* Mich. Только в глинах верхнего подразделения обнаружен типичный *Dorsoplanites dorsoplanus* V is ch n. и в мергелистых конкрециях крупные аммониты *Dorsoplanites* sp. nov. (aff. *panderi* Orb.), *Dorsoplanites* sp. nov. var. и др. По-видимому, и на р. Сыsole в зоне *D. panderi*, кроме нижней части, представленной глинами с горючими сланцами, можно различать и верхнюю, слагающуюся глинами с мергелистыми конкрециями. Однако, по литературным данным, трудно судить, насколько это подразделение выдерживается.

В отличие от Ижемского района в верхней части зоны *Dorsoplanites panderi* опять появляются горючие сланцы с фауной зоны *D. panderi* (*D. aff. panderi* Orb., *Zaraiskites scythicus* V is ch.), *Z. zarajskensis* Mich., *Inoceramus* и др., кверху постепенно переходящие в сланцы

с отпечатками *Virgatites virgatus* Buch, что указывает уже на зону *Virgatites virgatus* или, по крайней мере, на переход к ней. В других районах Северного края также намечается возможность выделения в нижнем волжском ярусе глинисто-сланцевой и глинисто-мергелистой толщи. Однако имеющийся по этим районам материал совершенно недостаточен для выяснения подробностей разреза.

Признаки зоны *Virgatites virgatus*, как только что отмечено, есть в Сысольском районе.

Зона *Epivirgatites nikitini* обнаружена в Ижемском районе. Она представлена здесь темно-серыми глинами, местами переполненными окаменелостями: *Aucella russiensis* Pavl. (массами), *A. gabbi* Pavl., *Cylindroteuthis volgensis* Or b., *Pachyteuthis explanata* Phill., *P. kirg-lisensis* Or b., *Pachyteuthis* sp. nov. (aff. *breviaxis* Pavl.) и др. Находка *Epivirgatites lahusei* Nik. указывает скорее всего на зону *Epivirgatites nikitini*, однако, как выше уже отмечалось, состав ауцелловой фауны не исключает возможности присутствия в этой толще и эквивалентов зоны *Virgatites virgatus*. Собранные здесь автором фауна, обильная ауцеллами, но с немногими и плохо сохранившимися (в глине) аммонитами, пока недостаточно изучена. Можно полагать, что рассматриваемый горизонт протягивается из бассейна Ижмы на северо-запад вдоль Тимана. Так, на р. Пижме Печорской известны выходы глин с *Aucella mosguensis* Key s. (*A. russiensis* Pavl.).

Интересно, что в пределах Северного края, несмотря на значительное распространение осадков нижнего волжского яруса, они нигде не обнаруживаются в несомненной прибрежной фации. Даже в ближайших к Тиману выходах преобладающей частью нижнего волжского яруса являются те же глинисто-сланцевые отложения, что и в районах, удаленных от Тимана. Поэтому позволительно предположить, что береговая линия нижневолжского моря лежала вне пределов ныне известной области распространения нижневолжских осадков и что Тиманский кряж был покрыт нижневолжским морем, а не выступал в виде острова, как это принято изображать на палеогеографических карточках нижневолжского века.

Нижний волжский ярус представляет собой практический интерес благодаря присутствию в нем горючих сланцев. В Сысольском районе они приурочены к зоне *Dorsoplanites panderi* и к слоям, переходным от нее к зоне *Virgatites virgatus*. Общая мощность их до 1,75 м. На р. Ижме они связаны с нижней частью зоны *D. panderi*; их мощность достигает здесь 0,8 м. В более северных частях Притиманского края горючие сланцы известны на реках Нерице и Пижме Печорской, но точные данные для этих районов отсутствуют¹. Можно предполагать, что горючих сланцев нет и на р. Цильме, если только упоминание о них в работах Ф. Н. Чернышева не связано с неудовлетворительной изученностью этого района. Интересно отметить, что к югу от Северного края, в Вятско-Камском районе, горючие сланцы приурочены к верхам зоны *D. panderi* и к низам зоны *Virgatites virgatus*; общая мощность их оценивается здесь в 2—3 м (Кассин, 1928). С другой стороны, в Арктической области, где отложения зоны *D. panderi* имеют широкое развитие (Земля Короля Карла, Шпицберген, Гренландия), фация горючих сланцев в этих отложениях, по-видимому, отсутствует, хотя имеются указания на повышенную битуминозность глинистых сланцев зоны *D. panderi*

¹ Нельзя не отметить грубую ошибку, допущенную Н. Т. Сазоновым, составившим литолого-фациальную карту для волжских ярусов Русской платформы: на карте не показаны битуминозные сланцы для Ижемского и Сысольского районов, но показаны песчаные отложения, не характерные для обоих районов (Атлас литолого-фациальных карт, 1953).

на Земле Короля Карла. Уменьшение мощности горючих сланцев при движении с юга на север к Арктической области можно поставить в связь с тем, что на севере располагалось открытое море, в котором отсутствовали те изолированные впадины дна, которые в более южных районах благоприятствовали накоплению органических веществ, т. е. исходному моменту для образования горючих сланцев. Приуроченность повышенного содержания битумов в глинистых осадках на громадных пространствах (от Поволжья через Северный край и Арктическую область до Южной Англии) к одному и тому же времени — началу нижневожского века, может указывать, кроме того, на наличие каких-то пока неизвестных общих причин, благоприятствовавших процессу образования горючих сланцев.

Верхний волжский ярус. Указания на присутствие отложений этого возраста делались И. Е. Худяевым (1926а, 1927а, б), высказывавшимся за существование останцов верхневожских отложений в виде отдельных островов в бассейнах рек Сысолы и Лузы. Позднее И. Е. Худяев (1936) пришел к заключению, что в этой области отложения верхнего волжского яруса в коренном залегании отсутствуют, но он приводит факт нахождения «в базальном конгломерате неокомских отложений... фосфоритовых галек с верхневожскими *Aucella trigonoides* L a h., *A. stantoni* P a v l., *A. fischeriana* O g b.» Однако, как известно, первая и последняя из приведенных форм переходят из верхнего волжского яруса в неоком (рязанский горизонт), а *A. stantoni* характеризуется собой не верхний, а нижний волжский ярус, и, таким образом, существование здесь верхнего волжского яруса остается недоказанным.

На р. Ижме нижний волжский ярус покрывается нижним валанжинском со следами перерыва между ними. Это говорит об отсутствии верхнего волжского яруса и в этом районе.

Лишь недавно верхний волжский ярус (с *Craspedites* cf. *okensis* O g b.) обнаружен глубоким бурением в районе Нарьян-Мара. По-видимому, здесь вскрыты отложения открытого моря, уцелевшие именно поэтому от размыва в начале валанжинского века. Старые указания (Туллберга) на верхневожские ископаемые с Новой Земли были подтверждены различными исследователями (Бодылевский, 1936). Пути проникновения верхневожских *Craspedites* из среднерусского моря на Новую Землю естественно проводить по кратчайшему расстоянию — через Северный край. Гораздо менее вероятен иной, окружной путь соединения новоземельского моря со среднерусским, через восточный склон Северного Урала, где еще Е. С. Федоровым были обнаружены *Craspedites okensis*, указывающие на распространение верхневожского моря и по восточному склону Урала: есть основания полагать, что прямого соединения североуральского юрского бассейна с бореальным морем Русской платформы и Арктической области не было.

Палеогеография

1. После длительной континентальной фазы развития Северного края он испытывает в начале келловейского века трансгрессию, захватившую прежде всего Печорский край и принесшую с Севера фауну *Arcticoceras ishmae*. Этой трансгрессии предшествует образование континентальной, местами угленосной толщи, отлагавшейся в реках, болотах и озерах в эпоху общего опускания Северного края непосредственно перед появлением в этой области моря. Во время существования *Cadoceras elatmae* трансгрессия распространяется далее на юг, и северное море соединяется со среднерусским. Береговая линия намечается вблизи

Тимана, выступавшего в это время в виде острова, хотя море покрывало и краевые части этого кряжа (конгломераты на р. Седь-ю). Восточный берег келловейского моря намечается западной окраиной хребта Чернышева; в Вычегодском районе берег располагался в бассейне р. Локчима.

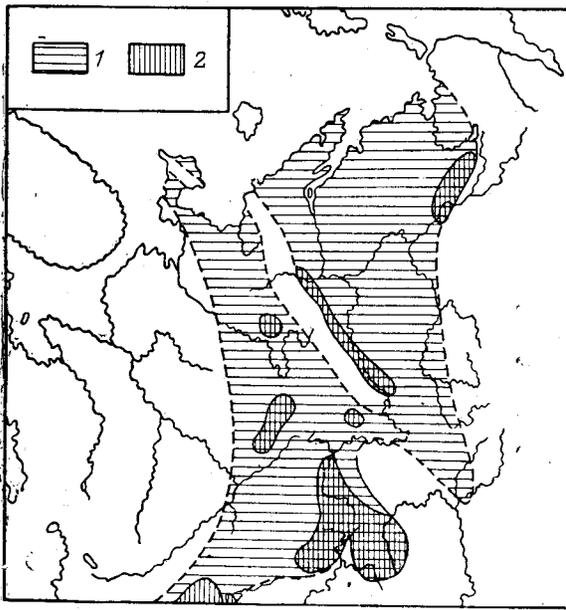


Рис. 77. Палеогеографическая карта раннекелловейского времени (по В. И. Бодылевскому)
1 — распространение раннекелловейского моря; 2 — области выходов нижнего келловоя

распространением моря; есть основание полагать, что им были покрыты в это время даже самые центральные части Тимана.

5. В конце кимериджа, на границе с нижним волжским веком (по крайней мере, в отдельных районах, как на р. Сысоле), проявляется перерыв в отложении осадков, за которым следует новая трансгрессия, вероятно, еще в самом начале нижнего волжского века, продолжавшаяся и во время *Dorsoplanites panderi*. Признаки существования моря во время *Virgatites virgatus* обнаружены в Сысольском районе и в бассейне р. Яренги. Для Ижемского района остается неясным, был ли в это время перерыв в отложении осадков, или же присутствие зоны *V. virgatus* здесь не может быть установлено лишь из-за отсутствия в этой части разреза виргатитов, характерных для отложений рассматриваемой зоны в более южных частях. С этого момента Печорский край приобретает сходство по истории развития с западной частью Арктической области.

Нельзя не отметить, что в зоогеографическом отношении Северный край является частью обширной бореальной (холодноводной) области юрского периода (Бодылевский, 1957). Главные признаки отложений этой области: 1) общее обеднение фауны, выражающееся в уменьшении как количества групп животных, так и их разнообразия по сравнению с более южными (теплыми) областями; 2) отсутствие всех групп животных, характерных для теплого моря (колониальные кораллы, *Diceras*, *Nerinea*); 3) массовое развитие ауцелл (начиная с середины позднеюрской эпохи); 4) резкое преобладание терригенных отложений при почти полном отсутствии известняков. Так, например, в разрезе по

К началу позднего келловоя морской бассейн углубляется.

2. Раннеоксфордская регрессия выражается в отступании моря из ряда районов. Она соответствует лишь самому началу раннего оксфорда (отсутствие в Северном крае типичных *Cardioceras cordatum*), но местами (р. Ижма) она начинается еще в позднем келловее (во время *Quenstedticeras lambertimariae*).

3. Новое расширение моря наступает в среднем оксфорде. В Ижемском районе интенсивная деятельность течений вызывала в начале позднего оксфорда перерыв в отложении осадков.

4. Кимериджский век характеризуется широким

р. Ижме — р. Айюве (мощность разреза 150—200 м) известняк (мощностью 0,4 м) присутствует лишь в верхнем оксфорде. Интересно, что это время соответствует максимальному продвижению коралловых рифов на север Европы, т. е. наиболее благоприятным для них климатическим условиям (рис. 77, 78).

Задачи дальнейшего изучения

Первой и основной задачей изучения юрских и вообще мезозойских отложений Северного края нужно считать детальную геологическую съемку тех малоизученных районов, где можно предполагать присутствие этих отложений. В особенности это относится к печорской части Северного края. Изучение разрезов юрских отложений по таким крупным и совершенно неисследованным притокам р. Ижмы, как реки Буркем, Одес и др., обещает дать богатый материал для пополнения наших знаний по стратиграфии юрской системы.

Для ряда районов мы все еще вынуждены довольствоваться устаревшими данными Ф. Н. Чернышева, далеко недостаточными для составления стратиграфической схемы, отвечающей современным требованиям; для отдельных пройденных Тиманской экспедицией (Ф. Н. Чернышева) рек эти данные почти полностью отсутствуют (р. Нерица и в особенности р. Тобыш Цилемский). Таким образом, изучение этих рек необходимо для приведения стратиграфических сведений по ним на уровень более новых данных по остальным районам. Полнота разреза в пределах Северного края и характер отложений, неметаморфизованных и обильных окаменелостями прекрасной сохранности, создают самые благоприятные условия для детального стратиграфического изучения мезозойских отложений этой территории; приуроченность к этим отложениям ряда полезных ископаемых (пирит, горючие сланцы, фосфориты) дает надежду, что увеличение внимания к этим отложениям оправдается и с практической точки зрения.

Из отдельных задач, возникающих при изучении юрских отложений Северного края, следует отметить:

1. Изучение континентальной песчано-глинистой толщи, подстилающей морскую верхнюю юру. Заслуги лиц, обративших внимание на эту толщу (И. Е. Худяев, О. А. Солнцев, М. П. Раюшкин), долгое время выпадавшую из поля зрения геологов, несомненны. Однако для этих древнейших в Северном крае юрских отложений пока остаются нерешенными основные вопросы их стратиграфии: а) подразделение этой толщи на горизонты, б) сопоставление этих горизонтов друг с другом:

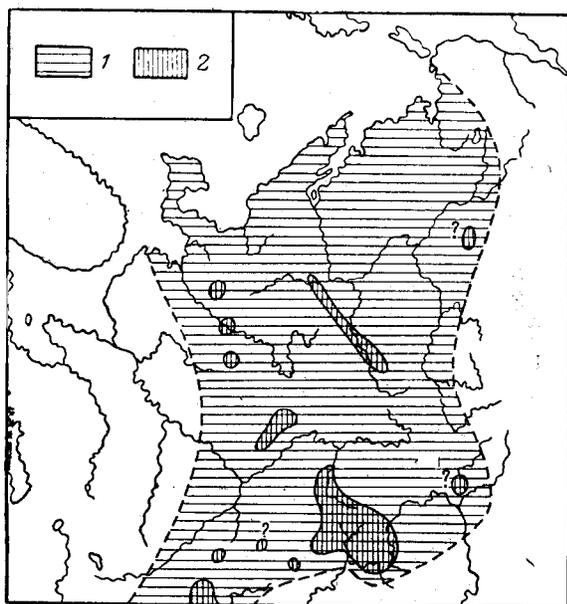


Рис. 78. Палеогеографическая карта нижневолжского времени (по В. И. Бодылевскому)

1 — распространение нижневолжского моря; 2 — выходы нижневолжских отложений

(стратиграфическая корреляция), в) установление их геологического возраста. Понятно, что решение данных вопросов затруднено из-за отсутствия в отложениях остатков фауны. Этот недостаток мог бы быть восполнен литологическим изучением немых песков (гранулометрическим и минералогическим) для установления корреляционных признаков юрских песков и их отличий от нижнемеловых — верхнеэокомских и аптских — и поисками пылцы и спор (пыльцевой и споровый анализ).

2. Изучение разреза келловея. В частности: а) до сих пор неясно положение слоев с *Arcticoceras ishmae* в разрезе по отношению к слоям с *Cadoceras elatmae*; б) для отдельных районов Северного края (реки Адзъва, Сысола, Яренга) необходим пересмотр определений фауны верхнего келловея для решения вопроса о присутствии (притом совместном или раздельном) представителей зон *athleta*, *lamberti* и *mariae*; в) выяснение распределения скоплений пирита по горизонтам келловейского яруса.

3. Расчленение (в особенности для Ижемского района) толщи кимедж — нижний волжский ярус путем тщательного выявления изменения фауны по горизонтам и поисков в этой толще остатков аммонитов.

4. Изучение распространения валунов юрских пород.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

История изучения

История изучения меловых отложений Северного края тесно связана с изучением верхнеюрских отложений. Ее началом можно считать путешествие А. Кейзерлинга.

Небольшой, но интересный материал по мелу был доставлен К. Гревингом с п-ова Канин в 1848 г.; его обработка была произведена, однако, значительно позже (Никитин, 1891).

В 1875 г. И. И. Лагузен (1875 г.) установил по материалам А. А. Штукенберга (1875 г.), что *Ammonites versicolor* с р. Индиги указывает на следы нижнего мела («сходство с иноцерамовой глиной Симбирска»).

Новая эпоха в изучении северного мезозоя началась работами Тиманской экспедиции Ф. Н. Чернышева (1899—1900 гг.). Нижнемеловые отложения не удалось расчленить с такой же подробностью, как верхнеюрские. С. Н. Никитин, принимавший участие в просмотре доставленного материала, отмечает присутствие в Печорском крае только неокома (с *Olcostephanus diptychus* и *O. polyptychus*) и апта (с *Hoplites deshayesi* в осыпи). Указывая на наличие нескольких литологических типов неокома, Ф. Н. Чернышев (1890, 1891б) считает, что они не представляют последовательных стратиграфических горизонтов, но переходят друг в друга по горизонтальному направлению.

Глубокий стратиграфический интерес представляет работа Н. А. Богословского (1902), изучившего нижнемеловые аммониты сборов Ф. Н. Чернышева. Эта работа была опубликована в разгар острой дискуссии по вопросам стратиграфии пограничных между юрой и мелом горизонтов и сама отмечает один из этапов этой дискуссии. Автор, лично изучивший нижнемеловые отложения Центральной России и Западной Европы, дает на основании анализа аммонитовой фауны подразделение нижнего мела Печорского края. Помещаемая ниже схема (табл. 18) составлена по тексту Н. А. Богословского (1902).

Дальнейшее развитие этой схемы связано с именем А. П. Павлова — другого участника той же дискуссии. Еще в 1892 г. он предложил для слоев Поволжья с *O. keyserlingi* название печорского яруса, имея

Таблица 18

Апт	<i>Hoplites deshayesi</i>
Готерив, баррем	<i>Olcostephanus versicolor</i> , <i>O. neritzensis</i>
Верхний валанжин	<i>Olc. cf. bidichotomus</i> , <i>O. petschorensis</i>
Средний валанжин	<i>Olc. cf. keyserlingi</i> , <i>O. ex gr. hoplitoides</i>
Нижний (?) валанжин, зона <i>Olc. stenomphalus</i>	<i>Olc. simplex</i>
Нижний волжский ярус	<i>Perisphinctes dorsoplanus</i> , <i>Aucella pallasi</i>

в виду, что слои с соответствующей фауной впервые были открыты в Печорском крае; позднее он включил в состав этого яруса и вновь открытый горизонт с фауной аммонитов группы *O. stenomphalus* (Павлов, 1894). С целью непосредственного ознакомления с нижнемеловыми отложениями Печорского края А. П. Павлов предпринял две поездки на р. Ижму в 1902 и 1904 гг. В заметке о результатах первой из них он отмечает: 1) присутствие в основании нижнего мела горизонта с *Olcostephanus suprasubditus*, *O. kozakowianus*, *O. pressulus* и др.; 2) налегание на этот горизонт слоев с *Polyptychites* и *Olcostephanus* группы *hoplitoides* и предположительное присутствие в основании этих слоев зоны *stenomphalus*; 3) присутствие в верхней части разреза толщи со смешанной фауной *Polyptychites* и *Sibirskites*. Последнюю А. П. Павлов рассматривает как «северный эквивалент среднего неокома, до сих пор неизвестного в Центральной России и в Поволжье в западноевропейском развитии».

В статье, написанной после второго посещения Печорского края и посвященной тектонике мезозойских отложений Притиманского края, А. П. Павлов (1909) сообщает и некоторые дополнительные сведения по стратиграфии мезозоя. Разрез нижнемеловых отложений дополняется в верхней части: 1) глинами с септариями «верхнеокомского симбирского типа» и 2) песками с конкрециями песчаника и растительными остатками, предположительно аптского возраста.

Со смертью А. П. Павлова обработка привезенных им из печорских поездок материалов осталась незаконченной; однако обе упомянутые статьи, вместе с дополнительными указаниями в более поздних работах того же автора, не относящихся непосредственно к Печорскому краю (Павлов, 1914; Pavlov, 1907), дают возможность составить следующую схему подразделения Печорского нижнего мела — табл. 19.

Сообщаемые ниже данные по стратиграфии нижнемеловых отложений бассейна р. Печоры приведены в основном по В. И. Бодылевскому, изучавшему эти отложения на месте и пересмотревшему палеонтологические сборы других исследователей, посещавших Северный край в советское время. Результаты этого изучения лишь частично опубликованы (Бодылевский, 1940, 1949б, 1956б).

В Сысольском районе нижнемеловые отложения изучались В. Г. Хименковым (1914б, 1915) и позднее И. Е. Худяевым (1926а, б, 1927а, б, 1931а, 1936).

Таблица 19

Апт (?)	Пески с растительными остатками
Нижний апт	<i>Hoplites deshayesi</i> (в осыпи)
(Готерив) — баррем	Глины с септариями симбирского типа
Готерив (?)	<i>Simbirskites</i> и <i>Polyptychites</i>
Валанжин	<i>Polyptychites polyptychus</i> <i>P. keyserlingi</i> , <i>Temnoptychites</i> <i>Tollia stenophala</i> <i>Craspedites spasskensis</i> , <i>Cr. pressulus</i>

Значительно позже началось изучение верхнемеловых отложений Северного края. Интересно, что в 1891 г. С. Н. Никитин, имевший, по-видимому, в своих руках верхнемеловые окаменелости с п-ова Канин, не решился признать их верхнемеловыми, настолько маловероятным казалось в то время существование верхнемеловых отложений «на таком крайнем севере».

Выходы верхнемеловых отложений были обнаружены впервые Н. А. Куликом (1917) в Большеземельской тундре (в бассейне р. Усы). По определению А. Д. Архангельского, они оказались принадлежащими к зоне *Oxytoma tenuicostata* нижнего сенона.

Наконец, уже в недавнее время благодаря частым находкам верхнемеловых ископаемых в валунах стало возможным говорить о прежнем широком распространении верхнемеловых отложений в Северном крае.

Нижний отдел

В отличие от юрских нижнемеловые отложения имеют в пределах Северного края весьма ограниченное распространение. Коренные выходы морского нижнего мела наблюдаются лишь в Притиманской части Печорского края (р. Ижма с притоками, реки Нерица и Пижма) и в Сысольском районе.

Бассейн р. Печоры

Лучшим районом для изучения нижнемеловых отложений нужно считать р. Ижму, где наблюдаются выходы почти всех горизонтов нижнего мела. Но р. Ижме нижнемеловые отложения встречаются от устья р. Кедвы и почти до впадения р. Ижмы в р. Печору. Весь этот участок р. Ижма проходит по нижнемеловой толще, лишь местами замещенной четвертичными отложениями. Так же как и для юрских отложений, замечается переход от более древних к более молодым горизонтам по мере удаления от Тимана, но, возможно, общий уклон меловых отложений является более пологим, чем юрских; это видно из того, что отдельные изгибы р. Ижмы не отражаются на смене горизонтов так резко, как это наблюдается в юрских отложениях.

Сводный разрез нижнего мела р. Ижмы. Хорошо обнажаются лишь самые нижние горизонты нижнего мела — до среднего валанжина включительно. Верхние горизонты (за исключением континентальных «апт-

ских» песков) нигде не дают отчетливых обнажений; как правило, это выходы на бечевнике, с нарушенным залеганием слоев, что затрудняет как выяснение последовательности горизонтов, так и определение их мощности.

Нижний валанжин (зона *Paracraspedites spasskensis*) подразделяется на следующие горизонты:

1. Глина светло-серая, песчанистая, плотная, местами переходящая в глауконитовый глинистый песок. В глине желваки темного песчанистого фосфорита с *Aucella terebratuloides* L a h., *A. cf. volgensis* L a h., *A. cf. lahusei* P a v l. Иногда желваки связаны в конгломерат цементом из более светлого фосфорита (в цементе — *Pachyteuthis lateralis* P h i l l.). Размеры отдельных фосфоритовых желваков до 10 см. Налегание его на предположительно нижне-волжскую глину наблюдается в 2 км ниже с. Кедвинского. По-видимому, этот же горизонт обнажается в нижнем течении р. Кедвы. В точности параллелизации, однако, нельзя быть уверенным, так как сходные фосфоритовые желваки, часто без фауны, встречаются и в вышележащих горизонтах. 0,5 м
2. Глина светло-серая, песчанистая, сверху переходящая в зеленовато-серый глинистый песок с отдельными рассеянными в породе желваками фосфорита и линзами рыхлого песчаника, переполненного *Aucella volgensis* L a h. (типичные формы прекрасной сохранности). В этом же горизонте *Pachyteuthis lateralis* P h i l l. и *P. subquadrata* R o e m. 9 ..

Лучшие обнажения этого горизонта по р. Ижме находятся между устьем рек Кедвы и Верхней Кой-ю (обнажение Куш-Щелье).

Отнесение горизонтов 1—2 к низам валанжина основано на составе ауцелловой фауны. В светло-серой песчанистой глине (слой 2) найдены плохо сохранившиеся аммониты группы *Paracraspedites spasskensis*. Можно полагать, что в этой же части разреза А. П. Павловым были обнаружены: *Craspedites suprasubditus* B o g., *Paracraspedites kozakowianus* B o g., *Subcraspedites bidevexus* B o g., *S. pressulus* B o g. Эта фауна — зоны *spasskensis* («рязанский горизонт»).

Нижний валанжин (зона *Tollia stenomphala*), средний валанжин (зона *Temnoptychites hoplitoides* и зона *Polyptychites michalskii*) представлены зеленовато-серым песком с прослоями рыхлых песчаников и фосфоритовых конгломератов. Для характеристики этой толщи, достигающей значительной (до 25 м) мощности и встречающейся в однообразном развитии в многочисленных обнажениях по рекам Ижме (между р. Кедвой и р. Большой Изман), Кедве и в нижнем течении Верхней и Нижней Кой-ю, приведем описание Паруса-Щелье — одного из самых показательных обнажений мезозойской толщи в бассейне р. Ижмы. Оно включает в себе полный разрез рассматриваемой толщи от самых нижних до самых верхних ее горизонтов; возможно, кроме того, что самые нижние слои обнажения относятся еще к зоне *spasskensis* (снизу вверх):

Нижний валанжин (зона *Paracraspedites spasskensis*).

1. Глина песчанистая голубовато-серая (обнажается у самой воды, на бечевнике).

2. Песок глинистый зеленовато-буровато-серый. В средней части этого слоя — линза зеленовато-серого песчаника, переполненного ауцеллами (*Aucella* aff. *volgensis* L a h.).

Основание слоя скрыто осыпью 7 м

Нижний валанжин (зона *Tollia stenomphala*).

3. Песок зеленовато-буровато-серый с прослоями рыхлого песчаника (6—7 прослоев на всю толщу слоя). В песчанике плохо сохранившиеся ауцеллы из групп *inflata* T o u l a и *keyserlingi* L a h.

В основании слоя светло-серая голубоватая песчанистая глина с *Pachyteuthis lateralis* P h i l l., *P. subquadrata* R o e m., *Aucella inflata* T o u l a, *A. syzranensis* P a v l., *A. cf. terebratuloides* L a h., *A. cf. keyserlingi* L a h., *A. cf. crassa* P a v l., *Oxytoma*, *Pecten* (*Entolium*), *Panopaea* 5 ..

- Средний валанжин (зона *Temnoptychites hoplitoides*).
4. Песчаник зеленовато-буровато-серый, рыхлый; в нем, особенно в нижней его части, обильная фауна: *Temnoptychites* ex gr. *hoplitoides* Nik., *Pachyteuthis subquadrata* Roem., *Aucella keyserlingi* Lah., *Pecten (Entolium)* cf. *orbicularis* Sow. 1 м
5. Песок того же цвета. В основании — отчетливо выступающие желваки фосфоритового песчаника с ауцеллами и редкими *Temnoptychites* ex gr. *hoplitoides* Nik. 1,3 „
6. Песчаник ржаво-бурый, в свежем изломе зеленовато-желто-серый с темно-серыми прожилками, напоминающими ходы червей. В нижней части (0,2 м) — плотный, в верхней — рыхлый. 0,4 „
7. Песок зеленовато-серый с редкими рассеянными в нем бурыми фосфоритовыми желваками. 0,20 „
8. Песчаник тонкоплитчатый, на поверхности красно-бурый; в основании его конгломерат (около 10 см) из фосфоритовых желваков (3—8 см в поперечнике), сцементированных глауконитовым песком и железистыми выделениями. В конгломерате *Temnoptychites* ex gr. *triptychiformis* Nik., *T. aff. lgowensis* Nik., *Aucella keyserlingi* Lah., *A. cf. crassa* Pavl. 0,85 „
9. Песок зеленовато-серый 0,80 „
10. Песчаник глинистый, рыхлый, зеленовато-серый, с рассеянными желваками фосфоритов *Aucella*. В нижней части глинистый песок. 1,5 „
11. Песчаник тонкоплитчатый, подобный песчану слоя 8, с фосфоритовым конгломератом (мощностью 0,3 м) в основании и с фауной *Temnoptychites* ex gr. *triptychiformis* Nik., *Aucella keyserlingi* Lah. и др. 0,4 „
12. Песок зеленовато-буровато-серый, в нижней части уплотненный в рыхлый песчаник 0,6 „
13. Песчаник, как в слое II, с фосфоритовым конгломератом (мощностью 0,1 м) в основании и с фауной: *Temnoptychites* aff. *triptychiformis* Nik., *T. sp. nov.*, *T. cf. syzranicus* Pavl. и многочисленные *Aucella keyserlingi* Lah. 1,15 „
- Средний валанжин (зона *Polyptychites michalskii*).
14. Песок темно-серый, сверху зеленовато-бурый, с *Polyptychites michalskii* Vog., *Temnoptychites* aff. *hoplitoides* Nik., *Belemnites*, *Aucella keyserlingi* Lah. 1,5 „
15. Песчаник рыхлый, фосфоритовый, переполненный ауцеллами (*A. cf. crassa* Pavl., *A. cf. keyserlingi* Lah. и др.), с редкими аммонитами (*Temnoptychites*) и фрагментами белемнитов; линзы песчаника выступают буроватыми пятнами на светло-сером фоне песка, в котором они залегают. 0,4 „
16. Песчаник глинистый, весьма рыхлый, в нижней его части много фосфоритовых желваков с аммонитами *Temnoptychites* ex gr. *lgowensis* Nik., *Polyptychites michalskii* Vog. 2,2 „
- Верхний валанжин (?). 17. Глина сланцеватая, буровато-темно-серая, лежащая со слабым угловым несогласием на подстилающем песчанике. 1,5 „

В обнажении в 300 м выше Паруса-Щелье приведенный разрез сохраняется почти без изменений, лишь мощности отдельных прослоев варьируют в пределах до 5 см. Некоторые горизонты рассматриваемой толщи можно распознать и в далеко отстоящих обнажениях. Трудность представляет параллелизация нижней части разреза — однообразных мощных песков с фауной почти исключительно ауцелл и белемнитов. Эту часть разреза, по-видимому, следует отнести к нижнему валанжину — к зоне *Paracraspedites spasskensis* или, может быть, к зоне *Tollia stenophala*. Средняя и верхняя части разреза характеризуются аммонитами из рода *Temnoptychites*, редкими *Polyptychites* и обилием *Aucella keyserlingi*. Аммониты встречаются часто, но сохранность их чрезвычайно неблагоприятна для извлечения из породы и последующего изучения. В средней полосе России представители рода *Temnoptychites* появляются несколько раньше, чем *Polyptychites keyserlingi*, однако обычно они объединяются вместе с *P. keyserlingi* в одну зону — зону *P. keyserlingi*. Изучение тех аммонитов с Русской платформы, которые были определены А. П. Павловым и Н. А. Богословским, под названием *P. keyserlingi* показало, что эти аммониты не относятся к одноименному виду Неймайра и Улига (Бодылевский, 1956б). Ввиду имеющихся в литературе указаний на нахождение (в Германии)

P. keyserlingi Neum. et Uhl. вместе с *P. polyptychus* в одной зоне (зоне *P. brancoi*) следует отказаться от использования *P. keyserlingi* в качестве зональной руководящей формы. Для этой зоны было предложено В. И. Бодылевским (1951) новое название: «зона *Polyptychites michalskii*».

Распределение аммонитов в разрезе Паруса-Щелье показывает, что, по крайней мере, для рассматриваемого района можно выделить самостоятельную зону *Temnoptychites*, относящуюся вместе с вышележащей зоной *P. michalskii* к среднему валанжину.

Интересно, что лишь в самой верхней части разреза Паруса-Щелье появляются несомненные *Polyptychites* (*P. michalskii* Bog.). Это уже зона *P. michalskii* или переход к ней. Сразу же выше слоя 16 разреза Паруса-Щелье обнаруживается резкое изменение и литологического состава, и фауны (как ауцелл, так и аммонитов). По-видимому, это связано с перерывом в отложении осадков.

Верхний валанжин (зона *Polyptychites polyptychus*) представлен черной глиной, иногда с прослоями светло-серой, реже темно-зеленой глауконитовой песчанистой глины. В глине встречаются крупные эллипсоидальные конкреции песчаника, по-видимому, группирующиеся в прослой. В нижней части рассматриваемой толщи песчаник зеленовато-серый, легко раскалывающийся. Отдельные конкреции достигают 5—6 м в длину при 0,5—1,5 м толщины. При низкой воде эти конкреции выступают со дна в виде отдельных островков — короваев. На бечевнике при выветривании они разрушаются в груды остроугольных обломков. В этом песчанике много ауцелл (*A. sublaevis* Keys., *A. crassicollis* Keys., *A. solida* Lah. и др.), *Pachyteuthis lateralis* Phill., *P. subquadrata* Roem., но не обнаружено аммонитов. В верхних частях толщи, кроме крупных непрочных конкреций, встречаются и конкреции меньших размеров (до 0,5 м в поперечнике) плотного известковистого песчаника, с трудом разбиваемого молотком; в них обильная фауна, среди которой определены: *Polyptychites polyptychus* Keys., *Dichotomites* aff. *terscissus* Koen., *D. aff. perovalis* Koen., *D. cf. biscissus* Koen., *D. cf. petschorensis* Bog., *Aucella sublaevis* Keys., *A. crassicollis* Keys., *A. solida* Lah., *Inoceramus* aff. *aucella* Trd., *Oxytoma* и *Protocardia*.

Не исключена возможность присутствия в толще с этими конкрециями нескольких зон, однако их выделение затрудняется плохой обнаженностью и невозможностью послойного изучения этой части разреза. На поверхности глин, по-видимому, ближе к верхам толщи нередко крупные *Pecten* (*Camptonectes*) *imperialis* Keys. Наиболее характерной фауной являются *Polyptychites* и *Dichotomites*, определяющие возраст этой толщи как верхний валанжин (но может быть, и нижний готерив). Кроме того, встречаются и формы, напоминающие *Sibirskites* с острыми, резко выраженными буграми в местах разветвления ребер, но с тенденцией последних к виргатотомии (в отличие от типичных симбирскитов). Можно предполагать, что как раз эту фауну А. П. Павлов по сочетанию в ней полиптихитов с симбирскитами рассматривал как бореальный эквивалент среднего неокома (готерив), отсутствующего в Поволжье и в Центральной России*. По-видимому, это самая верхняя часть слоев с *Dichotomites* или даже еще более высокая часть разреза.

Описываемая толща глин с песчанистыми конкрециями нигде не встречена в хороших обнажениях. Лучшие ее выходы расположены

* Эта фауна была обнаружена А. П. Павловым в обнажении близ устья р. Пукем-йоль. В 1931 г. на месте этого обнажения был расположен луг.

между р. Табырь и с. Щельским, а также близ устья р. Очью. Однако и в этих лучших обнажениях слои сильно нарушены и выходят только на бечевнике, нередко с зажатыми среди них пачками более молодых пород. Все это чрезвычайно усложняет задачу выяснения последовательности слоев и определения истинной мощности толщи. Лишь с грубым приближением она может быть установлена в 30—50 м, причем эти цифры нужно рассматривать скорее как минимальные.

Число прослоев конкреций также не может быть определено; в отдельных выходах их можно насчитать до 6.

Готерив сложен черными глинами с эллипсоидальными септариями. В глинах наблюдаются желтые выцветы и кристаллы гипса.

Септарии (наибольшие размеры их до 0,5 м) легко раскалываются на остроугольные обломки, без фауны; лишь в одном случае (у с. Щельского) в них найдены мелкорослые *Aucella* cf. *teutoburgensis* Weert h.

В глинах очень редко попадают плохо сохранившиеся пелециподы (*Leda*, *Astarte*, *Cyprina*). Рассматриваемая толща, как правило, встречается в нарушенном залегании. Лишь в единственном обнажении (в 8 км выше с. Щельского) есть возможность проследить последовательность слоев, слагающих эту часть разреза, и их мощность. Ниже приводится описание этого обнажения снизу вверх:

- | | |
|--|----------|
| 1. Глина темно-серая с рассыпающимися при извлечении из породы раковинами пелеципод: <i>Leda</i> , <i>Macromya</i> (?), <i>Astarte</i> , <i>Cyprina</i> (крупные формы, с толстым — до 2,5 мм — раковинным слоем) | 0,5 м |
| 2. Осыпь на бечевнике | 1 „ |
| 3. Глина черная с бурыми и желтыми пятнами и с кристалликами гипса | 0,2 „ |
| 4. Септарии плотного известковистого песчаника бурого снаружи и черного внутри, то соединяющиеся в непрерывный слой, то выступающие изолированно; в песчанике очень плохо сохранившиеся <i>Leda</i> (?), <i>Protocardia</i> , <i>Cyprina</i> (?), <i>Simbirskites</i> sp. indet. | 0,2 „ |
| 5. Глина черная, с линзами темно-зеленого глауконитового песка. Отдельные выходы этого горизонта на р. Ижме располагаются между Паруса-Щелье и с. Щельским | 4,0 „ |
| 6. Глина лиловатая и буровато-серая, сильнослюдистая, слабопесчанистая, легко расщепляющаяся по поверхностям напластования, с крупными караваями — септариями (до 5 м в поперечнике) известковистого песчаника, черного внутри, желто-бурого на выветрелой поверхности | до 4,0 „ |

Фауна не обнаружена. Что рассматриваемый горизонт занимает в разрезе более высокое положение, чем горизонт 5, можно заключить по расположению выходов в нижнем течении р. Ижмы (от с. Шеркуча-Дор до с. Большого Галова) и по непосредственному перекрыванию этой толщи «баррем-аптскими» песками.

Скудная фауна, заключающаяся в горизонтах 5—6, не дает оснований для точного установления их возраста; в пользу готерива говорят: залегание этой толщи на палеонтологически охарактеризованном верхнем валанжине, литологическое сходство ее с симбирскитовыми слоями Поволжья («септарии симбирского типа», по А. П. Павлову) и, наконец, нахождение в обломке такой же септарии на р. Печоре несомненных *Simbirskites*.

Баррем-апт(?) сложен песками, местами уплотненным в песчаник. Песок желто-серый, нередко слюдистый, иногда с хорошо заметной косой слоистостью. В нижней части песчаной толщи попадают тонкие (до 2—3 см) прослои сильнослюдистой буровато-серой песчанистой глины; в верхней части углистые линзовидные прослойки (от 2 до 5—6 см толщиной). Песчаник зеленовато-серого цвета; в одних местах он образует сплошной прослой от 1 до 4 м; здесь он непрочен, при выветривании распадается на остроугольные куски, местами тонкоплитчатый; в других обнажениях он имеет форму отдельных линз, эллипсоидальных каравеев или, наконец, правильных шаров (до 2,5 м в диа-

метре). В песчанике отдельные прослои переполнены растительными остатками (крупные обугленные стволы и мелко перебитые части ветвей и листьев); в этих же прослоях иногда встречается галька кварца, песчаника, кремня (размером от 5 мм до 5—6 см в поперечнике). Мощность всей толщи свыше 20 м.

В обнажениях ниже р. Лямсина и у с. Большого Галова можно видеть налегание этой толщи на сильнослоистые готеривские глины; здесь в нижней части песков хорошо заметен водоносный горизонт. Рассматриваемая песчаная свита вверху совершенно незаметно сливается с четвертичными песками.

Обнажения этого горизонта наблюдаются: в Куш-Щелье (в 3 км ниже устья р. Кедвы), где он залегает трансгрессивно на нижнем валанжине; при впадении р. Лямсина в р. Ижму (лучшие обнажения толщи) и между селами Большое Галово и Кельчиюр. Характерные конкреции песчаника (желтые снаружи, с растительными остатками) из этого же горизонта нередко встречаются по бечевнику р. Ижмы, в нижнем ее течении.

Для суждения о возрасте этой толщи, кроме залегания ее на готеривских глинах, могут иметь значение и ее литологические особенности: А. П. Павлов находит в ней «замечательное петрографическое сходство с приволжским аптом» и считает ее предположительно аптом. А так как, по мнению А. П. Павлова, эта толща отмечает собой переход от морского режима к континентальному, то по возрасту она должна быть моложе, чем наиболее молодые морские отложения нижнего мела, каковыми в нашей области (по Павлову) являются нижне-аптские слои с *Deshayesites deshayesi*. С другой стороны, история развития районов, расположенных к северу и югу от Северного края (Шпицберген, Земля Короля Карла, центральные части Русской платформы), показывает, что к концу неокома здесь имели место общее поднятие и переход к континентальной фазе развития (Sokolov и Budylevsky, 1931) и что новая трансгрессия проявилась в начале апта, распространяясь далее и на альб. Учитывая, что и в пределах Северного края обнаружены следы морского нижнего апта и морского альба (см. ниже) и что, таким образом, нет оснований говорить о существенной разнице в развитии нашей и упомянутых соседних областей в раннемеловую эпоху, можно предположить, что и в Печорском крае образование рассматриваемой толщи континентальных песков приурочено к промежутку времени между серединой неокома и ранним аптом.

В бассейне верхнего течения р. Ижмы, по р. Седь-ю (у устья Бадь-йоль), Б. К. Лихаревым обнаружена «мощная толща серовато-желтых песков, частью горизонтально-, частью косослоистых, с прослоями уплотненных суглинков и с линзами твердых песчаников». На основании находок в этой толще древесины, принадлежащей, по определению И. В. Палибина, двудольному растению несомненно мезозойского возраста, можно было бы предположить, что это скорее всего меловая толща, одновозрастная с теми песчаниками, которые обнаружены в нижнем течении р. Ижмы. Известно, что широкое распространение флоры двудольных начинается лишь со второй половины мела, и присутствие флоры покрытосеменных в слоях древнее альба представляет исключительную редкость. Поэтому и вопрос об аптском или более древнем возрасте рассматриваемых песков р. Седь-ю, равно как и об их одновременности с песчаниками, развитыми в нижнем течении р. Ижмы, является спорным. Лишь дальнейшее изучение рассматриваемых отложений может дать ответ на вопрос о том, представляют ли они в разных частях Северного края один и тот же стратиграфический горизонт или это разновременные образования одной и той же кон-

тинентальной песчаной фации. Насколько известно, растительные остатки из песчаников низовьев р. Ижмы до сих пор никем не изучались.

На притоках р. Ижмы (не считая уже отмеченных при описании Ижемского нижнемелового разреза) выходы нижнемеловых отложений встречены:

1) На р. Айюве в верхнем ее течении, от устья р. Нырыс-Йоль и выше — зеленовато-серая темная глина с известковистыми конкрециями с обильной фауной: *Aucella terebratuloides* L a h. (много), *A. cf. uncitoides* P a v l., *A. aff. tolli* S o k., *Aucella* sp. (*crassicollis* P a v l., non K e y s.), *Pachyteuthis mosquensis* P a v l., *P. lateralis* P h i l l, *P. subquad-rata* R o e m. (определения В. И. Бодылевского по коллекции Б. К. Лихарева).

Возраст — нижний валанжин (зона *Tollia stenophala*). По Л. М. Клевенскому (1944), из этой же части разреза р. Айювы А. Н. Розановым определены, кроме того: *Polyptychites* sp., *Aucella crassicollis* K e y s., *A. cf. sublaevis* K e y s., что указывает на присутствие здесь и верхнего (или среднего) валанжина. Общая мощность валанжина на р. Айюве, по Л. М. Клевенскому, превышает 58 м.

У ст. Ира-Йоль вскрыты скважиной более высокие слои: глины лиловатые и голубовато-серые, местами чрезвычайно слюDISTые, тонкослоистые; в глинах — многочисленные прослои песчаников и песков. Фауна не найдена. Мощность свыше 134 м. По Л. М. Клевенскому, это, вероятно, «более высокие, чем валанжин, ярусы нижнего мела, до апта — альба включительно».

2. На р. Тобыше (Себысь-ю), впадающей в р. Ижму ниже с. Ласты, на протяжении 200 км (от устья) В. И. Бодылевским встречено семь большей частью плохих выходов мезозойских пород. Все они принадлежат, по-видимому, неокому. Большой интерес представляет обнажение в 63 км выше устья: выход черной глины, сильнослюDISTой, с эллипсоидальными септариями и светлыми сферосидеритами (размерами до 10 см в поперечнике). В септариях найдены плохо сохранившиеся раковины *Cyprina*(?), в сферосидеритах — *Ancyloceras cf. brevispina* K o e p. и *Inoceramus*, в глинах — *Crioceratites* (?). Это, вероятнее всего, верхний баррем (зона *Ancyloceras trispinosum*, по Кенену), но, может быть, и нижний апт.

В 130 км выше устья расположено хорошее обнажение черных (с бурыми пятнами), сильнослюDISTых глин, переслаивающихся с буро-железистыми песчаниками и зеленовато-бурыми глауконитовыми песками. Породы эти собраны в пологие складки. В глинах найдены очень плохо сохранившиеся раковины *Leda*, *Astarte* и других пелелипод. По литологическим признакам этот горизонт не имеет себе аналогов на р. Ижме. Можно предположить, что возраст его не древнее верхнего неокома (баррема).

Кроме бассейна р. Ижмы, основываясь на карте Ф. Н. Чернышева (1915), можно предполагать присутствие в пределах Печорского края нижнемеловых отложений на реках Нерице, Пижме и Тобыше (Цилемском). Однако имеющиеся в дневниках Ф. Н. Чернышева описания обнажений по этим рекам не только не дают материала для выделения отдельных горизонтов нижнего мела, но заставляют усомниться и в коренном залегании этих отложений. Такие же сомнения вызывает и работа Н. А. Богословского (1902) о нижнемеловых аммонитах из Печорского края. Она показывает, что в пределах упомянутых рек встречаются формы аммонитов почти исключительно из зоны *Polyptychites polyptychus*, т. е., по-видимому, как раз из тех плотных песчаных конкреций, которые наиболее способны выдержать всякого

рода разрушительные воздействия и которые по этой причине широко распространены по всему Северному краю как в виде включений в валунных четвертичных глинах, так и в виде валунов на поверхности пород самого различного возраста.

Для этого района можно привести только описание обнажения на р. Пижме, известного под названием Коса-Щелье (Богословский, 1902). Здесь выходят «черные сланцеватые глины с ауцеллами и конкрециями, переполненными *Aucella crassicollis* Keys, аммонитами, *Pecten imperialis* Keys. etc». Д. Н. Соколов (1908) определил отсюда *Aucella sublaevis* Keys. и *A. gracilis* Lah. Из аммонитов Н. А. Богословским описаны отсюда *Dichotomites petschorensis* Bog., *D. cf. bidichotomus* Leum., *Polyptychites cf. keyserlingi* Neum. et Uhl. и *Pol. euryptychoides* Spath («*Olcostephanus* sp. indet. E.», по Н. А. Богословскому). Фауна указывает на верхний валанжин и нижний готерив. *Polyptychites euryptychoides* был определен Спэтом в Спитонском разрезе (Йоркшир) из горизонта D₂, заключающего, кроме того, *Lyticoceras aff. oxygonium* Neum. et Uhl., *L. cf. noricum* Schl., *Dichotomites bidichotomus* (Leum.) Neum. et Uhl. и другую фауну аммонитов, указывающую на нижний готерив (Spath, 1924).

В этом обнажении обращает на себя внимание отсутствие более низких горизонтов валанжина, так как указанные верхневаланжинские глины налегают здесь непосредственно на слои нижнего волжского яруса. Это можно связать с тем перерывом, который ясно обнаруживается в основании верхнего валанжина на р. Ижме. С другой стороны, можно предположить, что в рассматриваемом обнажении первичные соотношения слоев затемнены оползнями. Так, Ф. Н. Чернышев указывает (Богословский, 1902), что часть обрыва Коса Щелье «отсела».

Признаки верхней части нижнего готерива и верхнего готерива обнаружены в верхнем течении р. Нерицы (обнажение № 2, по Ф. Н. Чернышеву; Богословский, 1902), где выходит светло-серая сланцеватая глина с аммонитами и ауцеллами. Н. А. Богословским описаны отсюда *Simbirskites(?) neritzensis* Bog. и *Speetonicerias* sp. nova (aff. *versicolor* Trautsch.). Однако и в этом случае можно сомневаться в коренном характере выхода нижнемеловой глины, расположенного изолированным пятном в области сплошного развития верхнего палеозоя.

Из всего сказанного следует, что чрезвычайно желательны дополнительные исследования в бассейне р. Пижмы (в особенности) и других притиманских рек.

Широко распространены в бассейне среднего течения р. Печоры континентальные баррем-аптские(?) желтые пески, переходящие в зеленовато-серые (с поверхности ржаво-бурые) известковистые песчаники; иногда они образуют крупные (до 1,5 м в поперечнике) караван и места переполнены растительными остатками. Эти отложения были изучены в 1939 г. А. Н. Александровой на правом берегу р. Печоры выше с. Мутный Материк и на р. Лебедь, в 30—32 км от устья. Породы, сходные по литологическому характеру, обнаружены еще в следующих местах: на р. Печоре у с. Щельябож, на правом берегу р. Печоры против устья р. Ижмы (мыс Поганый Нос), на р. Лае у с. Мишвань, на р. Серчей-ю, в устье р. Юр-яха.

За последнее время отложения нижнего мела вскрыты скважинами Коми-Ненецкого управления в Нарьян-Маре, в поселках Хесед-Хард и Усть-Уса и в нижнем течении р. Лаи (правого притока р. Печоры). Под четвертичными отложениями здесь повсюду пройдена толща серых и зеленовато-серых глинистых алевроитов и темных (до черных)

глин с большим количеством обуглившегося растительного детрита и иногда с тонкими прослойками угля. Максимальная мощность толщи (в районе р. Лаи) 180 м.

При предварительном просмотре В. С. Ищенко в породах толщи обнаружены спорово-пыльцевые комплексы верхней юры и нижнего мела. На основании этих находок, а также наличия в верхах подстилающих отложений фауны пелеципод и цефалопод нижнемелового облика В. П. Абрамов и Ф. И. Енцова относят эту толщу к нижнему мелу.

К западу от Тимана указанием на присутствие нижнего мела могли бы служить белемниты с р. Мезени (у с. Большие Нисогоры), определенные С. Н. Никитиным (1891) как *Bel. corpulentus* Nik. (*Pachyteuthis lateralis* Phill.). В коллекции С. Н. Никитина из этого района упомянутый вид, однако, не обнаружен, но в ней есть несколько крупных *P. ingens* Grimh. (из верхнего кимериджа — нижнего волжского яруса); можно полагать, что эти последние формы ввиду их массивности и были приняты С. Н. Никитиным за *B. corpulentus* Nik.

Бассейн р. Сысолы

В бассейне р. Сысолы нижнемеловые отложения залегают трансгрессивно на размытой поверхности верхнеюрских отложений.

Приводим сводный разрез (снизу вверх) — по И. Е. Худяеву (1936).

Нижний валанжин представлен фосфоритовым конгломератом, состоящим из плотных и почти черных окатанных галек фосфорита, сцементированных темно-серым песчанистым фосфатом. В галках многочисленные остатки ауцелл: *Aucella trigonoides* Lah., *A. stantoni* Pavl., *A. fischeriana* Ogb. и др. В цементе наблюдаются остатки древесины, пропитанные таким фосфатом, и многочисленные радиолярии *Conosphaera*, *Litocampe*, *Dicolocapsa*, *Stichocapsa*, *Tricolocapsa* и др. Конгломерат прослежен на площади около 30 км² в районе с. Койгородка и отмечен также вблизи сел Карвужем, Палауз, Пыелдино, Верх-Сысольский, Ужги и Визинги. Местами в цементе встречаются также плохо сохранившиеся валанжинские аммониты и ауцеллы, на основании которых весь конгломерат можно считать базальным для нижнемеловых слоев. Мощность от 5 до 45 см.

Нижний — верхний валанжин в нижней части представлен глиной темной, почти черной, слегка сланцеватой; глина обнаружена около сел Визинги, Куниб, Палауз, Карвужем, Йирты, пор. Тыб-ю и на большой площади около с. Койгородка. Из ископаемых в этой глине найдены только редкие фораминиферы (*Rotalia*). Однако в с. Палауз в отвалах колодца вместе с темными глинами была найдена фосфоритизированная *Aucella keyserlingi* Lah., а в осыпи около обнажения по р. Тыб-ю *A. borealis* Pavl. Местами (р. Тыб-ю) в глине встречаются конкреции темно-синих сидеритов с примесью углекислого марганца. Около с. Йирты обнаруживается сплошной слой марганцево-железных окислов или углекислых соединений дымчатого, синего цвета, толщиной 43—46 см.

Толща темной глины в полном развитии наблюдалась только в районе с. Койгородка; здесь на основании бурения и нивелировок установлена ее мощность в 34 м. Чаще наблюдается только незначительная часть.

Выше лежит глина темно-серая, зеленоватая, мощностью от 3,4 до 5,5 м и больше.

Глина непластичная, слегка песчанистая, тонкая, местами грубо-слоистая с *Aucella obliqua* Tullb., *A. cf. sublaevis* Keys., *A. aff. crassicollis* Keys. и др., мощностью 2 м.

О валунах нижнемеловых пород

Валуны как юрских, так и меловых пород в пределах Северного края имеют широкое распространение. Находки их в толще четвертичных глин (в морене) не раз давали повод к признанию мезозойского возраста этих глин (А. Кейзерлинг, А. А. Штукенберг, Ф. Н. Чернышев). Эта ошибка тем более понятна, что и по своим литологическим особенностям эти глины нередко неотличимы от типичных мезозойских. Так, в верхнем и среднем течении р. Печоры и А. Кейзерлинг, и А. А. Штукенберг отмечали выходы мезозойских глин только по находкам в них валунов с юрскими и меловыми окаменелостями. Позднейшие наблюдения (И. И. Горский, А. В. Хабаков и А. А. Чернов, 1931) устанавливают четвертичный возраст этих отложений. Об ошибках того же рода у Ф. Н. Чернышева уже упоминалось выше.

Кроме находок мезозойских валунов в четвертичной глине, нередко случаи их обнаружения непосредственно на поверхности более древних пород. В этих случаях, кроме предположения о вымывании валунов из валунных четвертичных глин, можно допустить также, что здесь остатки прежде развитого мезозойского покрова оказались после его разрушения «спроектированными» на подстилающие горизонты. Возможность такого происхождения валунов мезозойских пород допускает, например, Н. А. Кулик (личное сообщение) для ряда пунктов в Большеземельской тундре. На р. Ижме В. И. Бодылевский наблюдал конкреции верхне-балланжинского песчаника на закрытом осыпями и оплывинами бечевнике из перемятых глин, т. е. в условиях, когда эти конкреции могли бы быть приняты за валуны, вымытые из четвертичных глин. Однако при внимательном наблюдении можно было установить их залегание правильными рядами — с простираем, соответствующим простираению подстилающей толщи. Это ясно указывает на коренной характер конкреций, выступающих из вмещающей глинистой толщи лишь благодаря их плотному сложению.

Все сказанное накладывает на геолога, имеющего дело с валунами мезозойских пород, обязанность тщательного учета той обстановки, в которой эти валуны встречены.

Особое значение имеют валуны пород тех горизонтов, которые в коренном залегании в пределах Северного края вовсе не обнаружены. Их роль в воссоздании мезозойской истории Северного края тем более велика, что они являются единственными уцелевшими свидетелями той эпохи, к которой относится их образование. Не входя в выяснение закономерностей распространения валунов мезозойских пород, остановимся на описании наиболее интересных находок и в особенности тех, которые указывают на горизонты, не встреченные в Северном крае в коренном залегании.

Изолированные экземпляры *Speetonicerias versicolor* Tr. найдены: на р. Сыsole А. Кейзерлингом (Никитин, 1888); на р. Индиге А. А. Штукенбергом (1875); на р. Нерице (*Speetonicerias aff. versicolor* Tr.), на р. Паше и ее притоке р. Волоковой Ф. Н. Чернышевым; на п-ове Канин (р. Ноттей) М. Б. Едемским (1933). Рассматриваемый вид указывает на нижний готерив.

В 1955 г. Н. И. Апухтин доставил с Кольского полуострова (берег Белого моря) конкрецию с *Speetonicerias versicolor* Tr. (определение В. И. Бодылевского). Н. И. Апухтин считает возможным, что конкре-

ция происходит из коренных отложений. Это очень важное указание на гораздо более широкое, чем до сих пор считалось, распространение готервиского моря на севере Европейской части СССР.

На верхний готерив указывает обломок септарии с фауной *Simbirskites* aff. *decheni* Roem., *Craspedodiscus* cf. *phillipsi* Roem., *Leda nuda* Keys., *Inoceramus* aff. *fragilis* Sinz., *Oxytoma*, найденный В. И. Бодылевским среди валунов на р. Печоре, близ с. Полушино.

Deshayesites deshayesi Leum. — форма, характеризующая нижний эпт, найдена: Ф. Н. Чернышевым на р. Ижме в 1 км выше с. Пожни (*D. ex gr. deshayesi* Leum.) и А. П. Павловым — на р. Ижме у с. Одес (*Deshayesites* cf. *deshayesi* Leum.). На присутствие того же горизонта указывает *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl. (var. ?), обнаруженный Рамзаем (Ramsay, 1904) в валунах на п-ове Канин.

Интересная находка *Archthoplites jachromensis* Nik., указывающая на присутствие среднего альба, была сделана М. Б. Едемским (1933) на п-ове Канин (берег Чешской губы).

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения известны в восточной части Печорского края. Здесь в бассейне р. Усы и ее притоков: рек Седьяха, Сейда-ю, Юнъяха, Лемва, Харута — обширная площадь покрыта горизонтально лежащими мергелями однообразного состава. Кроме остатков растений и насекомых, здесь встречаются скопления *Oxytoma tenuicostata* Roem., *Oxytoma* sp., обломки *Inoceramus* и *Actinocamax ex gr. verus* Mill. Фауна указывает на зону *Oxytoma tenuicostata* сантона (Кулик, 1917).

В обнажении на р. Усе, в 10 км ниже устья р. Лемвы, в кварцевых песчаниках, залегающих значительно выше, чем упомянутая глинисто-мергелистая толща, Н. А. Куликом (личное сообщение) были найдены многочисленные остатки раков; не исключена возможность их более молодого (палеоген?) возраста. Южнее, на р. Большой Инте (приток р. Косью), по-видимому, эта же зона *Oxytoma tenuicostata* представлена прибрежной фацией; грубозернистыми (с галькой до 3 см в поперечнике) кремнисто-глауконитовыми песчаниками с *Actinocamax* (Пономарев и Чернов, 1929), губками и зубами акул — *Scapanorhynchus* (?) *subaculeatus* Ag. Еще южнее, на р. Кожве (левом притоке р. Печоры), мергелистые глины с *Oxytoma tenuicostata* Roem. были найдены А. В. Журавским на дне реки (личное сообщение Н. А. Кулика).

Несмотря на широкое развитие отложений морского верхнего мела в Печорском угленосном бассейне, они до сих пор остаются очень мало изученными. Их фауна, собранная за последние годы, ждет палеонтологической обработки. А. Д. Миклуха-Маклай, изучавший литологию этих отложений в 1956 г., дает для них следующий разрез (снизу вверх):

1. Песчано-глинистая толща, вскрытая буровыми скважинами на р. Усе, налегает непосредственно на угленосную пермь 40 м
2. Кварц-глауконитовые песчаники, неравномерно насыщенные глауконитом, со скорлуповатой отдельностью, прихотливо заохренные, содержащие плохой сохранности стволы и ветки деревьев, листья однодольных и обломки *Actinocamax*. В песчаниках наблюдаются тонкие прослои черных песчанистых глауконитовых глин, количество которых к низам разреза резко увеличивается 15 ..
3. Известковистые опоки, глинистые и песчанистые, серые и светло-серые, однородные, содержащие скопления *Oxytoma tenuicostata* Roem. 25—26 ..
4. Кварц-глауконитовые песчаники, послойно неравномерно насыщенные глауконитом, содержащие редкую гальку кремней и многочисленные скопления крупных обломков раковин устриц и редкие прослои и линзы глинистых и песчанистых опок 11—12 ..
5. Известковистые алевролиты и известняки 1,5—2 ..

О присутствии верхнего мела в других районах Северного края можно судить лишь по находкам валунов с верхнемеловыми ископаемыми. Большая часть этих находок относится к п-ову Канин. Валуны с мезозойскими окаменелостями были доставлены отсюда еще К. И. Гревингом (1849). Однако лишь сейчас удалось с достоверностью установить геологический возраст некоторых из этих окаменелостей, причем оказалось, что часть тех валунов, которые раньше считались происходящими из верхнеюрских или нижнемеловых образований, на самом деле происходят из верхнемеловых отложений, притом относящихся к таким горизонтам морского верхнего мела, которые до сих пор вовсе не были известны на советском Севере.

На верхний мел указывают следующие находки валунов на п-ове Канин (все они приурочены к побережью Чешской губы).

1. К северо-западу от р. Рыбной Е. М. Люткевичем подобран валун песчаника, зеленовато-серого, известковистого, с *Schloenbachia varians* Sow. и *Inoceramus revelatus* Keys. Это сеноман.

2. Также на сеноман указывает доставленный М. С. Зерновым с р. Рыбной обломок песчаника с *Schloenbachia sharpei* Semen.

3. Валуны песчаника с *Styracoceras balduri* Keys., *Inoceramus revelatus* Keys., *Avicula transilis* Nik., *Pecten*, *Protocardia* и др. были доставлены К. Гревингом с р. Камбальницы и М. Б. Едемским из района р. Нодтей — р. Двойники. Эта интересная фауна, вопрос о возрасте которой затрагивается в ряде работ, из которых часть посвящена специально этому вопросу (Соколов, 1915; М. Neumaug, 1886), была впервые обнаружена А. Кейзерлингом в валунах на р. Печоре у с. Полушино. В коллекции А. Кейзерлинга В. И. Бодылевскому удалось установить, что к этой фауне принадлежат также *Leda nuda* Keys. (non Phill. non auct.), *Solecurtus petschorae* Keys., *Lucina* cf. *arduennensis* Orb. Судя по характеру породы, можно предположить, что из этих же валунов происходят и описанные А. Кейзерлингом *Venus exsularis* Keys., *Astarte obtusa* Keys., *Lucina corrosa* Keys., *Lopatinia petschorae* Keys., *Nucula rhombodes* Keys. Сейчас очевидно, что по возрасту эта фауна должна быть отнесена к сеноману.

4. В песчанике, петрографически неотличимом от вышеупомянутого песчаника с *Schloenbachia varians*, доставленном Е. М. Люткевичем с р. Тавро-яха, В. И. Бодылевским определены: *Nucula* cf. *pectinata* Sow., *Solecurtus* cf. *petschorae* Keys., *Protocardia*, *Corbula*, *Actaeon* и др. Это, вероятно, тоже сеноман.

5. В районе между реками Губистой и Сеса-яха М. Б. Едемским (1933) был найден валун песчаника с *Mytilus lanceolatus* Sow. и *Lopatinia jennisseeae* Schm., что указывает на турон—сантон.

6. В 1938 г. с р. Нодтей был доставлен К. К. Воллосовичем обломок светло-серого мергеля («валун из морены») с *Actinocamax* cf. *propinquus* Mob. и обломки толстого призматического слоя иноцерамов, что указывает на верхний мел в пределах турон—нижний сантон. По устному сообщению Е. М. Люткевича, обломки такого же светлого мергеля с остатками призматического слоя иноцерамов встречаются в изобилии между реками Крынкой и Модахой и к югу от р. Камбальницы (северной). Это свидетельствует о близости коренных выходов верхнего мела.

Общие выводы

Материалы, указывающие на присутствие меловой системы в пределах Северного края, распределены по его площади неравномерно. Морской нижний мел известен лишь в двух районах (р. Ижма и

р. Сысола), хотя есть много оснований предполагать, что раннемеловое море не ограничивалось в своем распространении только двумя этими районами. Последнее видно в особенности из широкого развития валунов нижнемеловых пород. Учитывая, что для Сысольского района материал по нижнемеловым отложениям весьма неудовлетворителен, можно признать Ижемский разрез нижнего мела основным для всего Северного края. Изучение этого разреза дало возможность сделать важные выводы, уточняющие стратиграфию нижнего мела всей Русской платформы (Бодылевский, 1956б). Ввиду малого количества выходов нижнемеловых пород палеогеографические построения, намечающие распределение суши и моря в последовательные моменты раннемеловой эпохи, могли бы быть сделаны лишь с учетом истории развития областей, лежащих уже вне Северного края.

После перерыва в отложении осадков, отвечающего верхневолжскому веку, в самом начале валанжинского века море возвращается в Северный край; образование морских осадков возобновляется и продолжается почти без перерыва до конца готерива.

Это придает рассматриваемому разрезу исключительную полноту и ставит его в ряд лучших в СССР разрезов нижнего мела.

Зона *Paracraspedites spasskensis* отмечена находками *Craspedites suprasubditus* В о г., *Paracraspedites kozakowianus* В о г., *Subcraspedites bidevexus* В о г. и др.

О присутствии зоны *Tollia stenomphala* можно судить только по ауцеллам (*A. inflata*, *A. crassa* и др.) в слоях, лежащих выше зоны *spasskensis* и ниже зоны *hoplitoides*.

Горизонт с *Temnoptychites* представлен слоями значительной мощности. Он выделен в самостоятельную зону — *Temnoptychites hoplitoides*, кверху постепенно переходящую в зону *Polyptychites michalskii*. В центральных областях Европейской части СССР и в Поволжье эта часть разреза представлена, по-видимому, «конденсированными» слоями.

В Ижемском разрезе наблюдается ясный перерыв, соответствующий по времени верхней части зоны *P. michalskii*. Можно полагать, однако, что эта зона была хорошо представлена в других районах Северного края, о чем говорят нередкие находки *P. michalskii* В о г. и *P. rectangulatus* В о г. в валунах.

Верхний валанжин — горизонт с *Polyptychites polyptychus* — является тем горизонтом, который отсутствует в южных частях Русской платформы, но широко представлен как в северном крае, так и в Арктической области. О возможности выделения в пределах этого горизонта отдельных зон уже упоминалось выше. Возможно также, что верхняя часть этого горизонта относится уже к нижнему готериву.

Характерной особенностью нижних и средних горизонтов валанжина является присутствие в них фосфоритовых прослоев, указывающих на неустойчивость режима раннемелового моря — на наличие в нем колебаний уровня и связанных с ними появлением и прекращением течений. В Сысольском районе отчетливо обнаруживается фосфоритовый конгломерат, приуроченный к самому основанию валанжина (по И. Е. Худяеву, этот конгломерат прослежен на площади около 30 км²; мощность его колеблется от 0,05 до 0,45 м). На р. Ижме, кроме такого же (мощностью до 0,5 м) прослоя в основании нижнего валанжина, несколько фосфоритовых прослоев заключается и в более высоких слоях нижнего и среднего валанжина. Есть основание полагать, что в бассейне р. Ижмы фосфоритовые прослои сохраняют постоянное положение в разрезе. Специального опробования этих фосфоритов, насколько известно, не производилось. Едва ли они в ближайшее время

будут иметь практическое значение, так как эти фосфориты находятся или в виде редко рассеянных в породе желваков, или, в случае сплошного фосфоритового конгломерата (Паруса-Щелье), мощность его не превышает 10 см.

Можно предполагать, что море остается в пределах Северного края и в готеривский и в барремский века. Выделение нижней зоны нижнего готерива здесь пока остается под вопросом. Более высокие зоны готерива представлены глинами с «септариями симбирского типа». Руководящими видами являются: для нижнего готерива *Speetonicerias versicolor* Tr., для верхнего готерива *Simbirskites decheni* R o e m. и *Craspedodiscus phillipsi* R o e m., указывающие на тесную связь северного бассейна со среднерусским. Отсутствие признаков, указывающих на морские горизонты этого же возраста в Арктической области, может быть, свидетельствует о более раннем наступлении в этой области того режима, который в Северном крае несколько позднее ознаменовался отложением мощной толщи песков и песчаников с растительными остатками.

Возраст этой континентальной толщи определяется как баррем — нижний апт (?). Об условности этого определения говорилось выше.

О последующих этапах мезозойской истории Северного края можно судить лишь по скудным находкам ископаемых в валунах, представляющих остатки того покрова из верхних горизонтов нижнего мела (и верхнего мела), который некогда имел в пределах Северного края широкое распространение, но был почти полностью уничтожен в континентальную послераннемеловую фазу развития Северного края.

О трансгрессии в раннеаптское время, одновременной с трансгрессией в Арктической области, свидетельствуют находки *Deshayesites deshayesi* L e u m. и *D. weissii* N e u m. et U h l. Местами эта трансгрессия началась еще в позднем барреме (*Ancyloceras* cf. *brevispina* K o e n) — на р. Себысь-ю. *Archthoplites jachromensis* N i k., обнаруженные среди валунов на п-ове Канин, позволяют говорить о среднеальбском море, распространявшемся на территории Северного края. После того как эта форма была обнаружена на Шпицбергене, нахождение ее на п-ове Канин уже не может вызывать удивления, так как пути ее проникновения из Арктики в Центральные области Европейской части СССР должны были проходить в пределах Северного края.

Можно полагать, что значительная часть Северного края не покрывалась морем уже с конца раннего мела. Однако несомненно, что в некоторых районах море существовало и в самом начале позднемеловой эпохи (слои с *Schloenbachia varians*, *Styracoceras balduri* и *Inoceramus revelatus* сеномана).

Новое погружение рассматриваемой области началось во второй половине позднего мела. Оно вызвало широкое распространение моря в сантонский век, особенно в северо-восточной части Северного края (отложения зоны *Oxytoma tenuicostata* в бассейне р. Усы). Это затопление совпадает с максимальным распространением позднемелового моря в Арктической области.

До сих пор нет данных, указывающих на присутствие в Северном крае более высоких ярусов верхнего мела (кампанского, маастрихтского и датского), и самые последние этапы позднемеловой истории этой области остаются невыясненными. Можно надеяться, что начинающееся изучение обширных палеонтологических материалов, собранных в течение ряда лет в верхнемеловых отложениях бассейна р. Усы, даст возможность уточнить их стратиграфию и по-новому осветить палеогеографию Северного края.

Задачи дальнейшего изучения

1. Первой задачей изучения меловых (так же, как и юрских) отложений Северного края надо считать выявление всех коренных выходов этих отложений и их послойное изучение. В особенности это относится к нижнемеловым отложениям по правым притокам р. Ижмы и по рекам Нерице, Пижме и Тобышу (Цилемскому).

2. Зональное подразделение верхнего валанжина и нижнего готерива и установление границы валанжина и готерива. Эта граница до сих пор остается невыясненной, несмотря на находки в пограничных слоях богатой фауны аммонитов.

3. Изучение континентальной толщи, покрывающей «симбирскитовые» слои, для проверки ее баррем-аптского возраста.

4. Изучение верхнемеловых отложений и их фауны.

5. Изучение валунов меловых пород и выяснение закономерностей их географического распространения. Оно могло бы составить тему специального исследования и дать материал как для мезозойской, так и для четвертичной истории Северного края.

6. Со времени появления больших монографий по меловым аммонитам Северного края (Богословский, 1902) и ауцеллам (Соколов, 1908) накопился значительный палеонтологический материал по меловой системе, требующий монографического описания и опубликования. Разрешение этой задачи будет способствовать дальнейшему развитию стратиграфии меловой системы, причем не только в пределах Северного края.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

История изучения

Историю изучения стратиграфии четвертичных отложений Северного края можно делить на три периода. К первому из них относятся работы по Печорскому краю: Н. Барбот де Марни (1868) — по северо-западной части Северного края, А. А. Штукенберга (1875) — по Печоре и Северному Тиману, Ф. Н. Чернышева и К. Гревингга (1891) — на п-ове Канин и В. П. Амалицкого (1896в, 1898а, 1898б, 1899) — на р. Северной Двине.

Эти исследователи впервые доставили сведения о нахождении на Севере следов морской трансгрессии и ледниковых отложений. Но соотношения между морскими и ледниковыми отложениями не были ими установлены.

Началом второго периода надо считать работы К. А. Воллосовича (1900), который доказал, что в нижнем течении р. Северной Двины между Усть-Пинегой и Архангельском отложения морской трансгрессии залегают между двумя горизонтами морен, установив, таким образом, двукратность оледенения Северного края. Наблюдения К. А. Воллосовича были подтверждены и в других частях Северного края целым рядом исследователей: Ю. А. Ливеровским, Б. К. Лихаревым, М. А. Лавровой, Н. И. Толстихиным, А. А. Малаховым и др.

Все исследователи этого периода исходили из одновременности отложений бореальной трансгрессии во всех местах ее нахождения и по одновременности трансгрессии судили о возрасте заключающих ее моренных горизонтов, относя нижний из них к первому, а верхний — ко второму скандинавскому оледенению.

Особняком стоят воззрения Н. А. Кулика (1926), который считал бореальную трансгрессию позднеледниковой и не признавал заключающие ее моренные горизонты стратиграфически самостоятельными.

Точно так же несколько отличны были взгляды В. Рамсея (Ramsay, 1904, 1911). На основании своих исследований на п-ове Канин он пришел к заключению, что здесь присутствуют три моренных горизонтов — M_1 , M_2 и M_3 , разделенные песками и глинами S_2 и S_3 . Из моренных горизонтов образованиями самостоятельных оледенений являются M_1 и M_2 , а горизонт M_3 отложился во время отступления второго оледенения. К бореальной трансгрессии принадлежат межморенные сложения S_2 , а S_3 образованы флювиогляциальными отложениями второго оледенения. W. Ramsay (1911) также поставил вопрос: не имеется ли отложений предледниковой трансгрессии в северной части России; по его мнению, очень вероятно, что морской постплиоцен у нас не является образованием только одной эпохи. В. Рамсей (1912) высказался за существование в ледниковый период, кроме скандинавского, еще новоземельско-уральского центра оледенения и дал для северной части Русской равнины схему соотношения между скандинавскими и новоземельско-уральскими ледниковыми покровами в различные фазы ледникового времени.

Для схемы движения ледников В. Рамсей документально обосновал только движение скандинавского ледника по распространению нефелино-сиенитовых валунов. Более гипотетично было установлено направление движения новоземельско-уральских льдов, так как данных о распространении уральских валунов было мало, а достоверные новоземельские валуны совсем не были известны.

Третий период стратиграфических исследований начался с 1936 г., когда В. М. Янковскому удалось открыть несомненные доказательства широкого распространения в Северном крае новоземельского оледенения, а Ю. Л. Рудовиц нашел, кроме бореальной, следы более ранней морской трансгрессии.

С начала третьего периода по настоящее время исследованиями В. А. Варсанюфьевой (1934б), А. А. Чернова (1936а), Г. А. Чернова (1939а, 1939б, 1940), К. К. Воллосовича и А. Н. Александровой (1939 г.), И. И. Краснова (1934 г., 1937 г., 1940 г.), Е. П. Бойцовой (1939 г.), В. П. Кальянова и В. П. Андросовой (1933), С. В. Яковлевой (1946), Э. А. Кальберг (1940а), Е. М. Люткевича (1953а), Н. И. Апухтина (1948), М. А. Лавровой и др. было получено много данных для стратиграфического подразделения четвертичных отложений Северного края.

Соотношение между бывшими здесь оледенениями, исходившими из различных центров оледенений, и морскими трансгрессиями представлено в следующей схеме С. А. Яковлева (табл. 20).

Таблица 20

Отделы	Века	Оледенения и трансгрессии
Современный	Послеледниковье	Послеледниковая трансгрессия
Новый	Позднеледниковье	Позднеледниковые трансгрессии } Иольдиевая II Иольдиевая I
	Новоледниковье 4	
	Ново межледниковье 4	Мгинская трансгрессия
	Новоледниковье 3	Новоскандинавское 3
	Ново межледниковье 3	Онежская трансгрессия
	Новоледниковье 2	Новоскандинавское 2, новоземельское новое 2 и уральское 2
	Ново межледниковье 2	Бореальная трансгрессия
Новоледниковье 1	Новоскандинавское I, новоземельское новое I и уральское автохтонное I	
	Ново межледниковье 1	Северная трансгрессия

Древний отдел

Достоверных отложений древнеледниковья в области Северного края не имеется. С некоторой вероятностью к нему можно отнести нижнюю морену, описанную В. А. Варсанюфьевой (1934б, 1939, 1940) в юго-восточном углу Северного края, в бассейне р. Печоры. Здесь в предгорной увалистой полосе во многих обнажениях по рекам Илычу, Унье и Печоре хорошо сохранилась нижняя морена. Она представлена плотной темно-серой и серой валунной глиной. Видимая мощность от 3 до 14 м. Характерной особенностью ее является состав валунов. Последние принадлежат исключительно к осадочным палеозойским породам, развитым к западу и северо-западу от этой местности. Ни валунов кристаллических пород, ни валунов девонских и силурийских известняков, развитых в предгорьях Урала к востоку от обнажений нижней морены по рекам Илычу и Шежим-ю (Илычскому), не встречается.

Такой характер валунов в нижней морене свидетельствует, по мнению В. А. Варсанюфьевой, о движении отложившего их ледника с запада или северо-запада на восток и юго-восток. Прикрывается нижняя морена толщей флювиогляциальных песков, озерных глин и верхней мореной.

К западу от увалистой полосы и Иджид-Пармы нижняя морена сохранилась редко. На громадных пространствах она размыта, и редкие выходы ее наблюдаются только в западной окраине Иджид-Пармы на реках Иджиде и Ичед-Анью. Верхняя же морена здесь развита широко и не только в увалистой полосе, но и в Печорской равнине. Верхняя морена отличается от нижней по составу валунов: кроме валунов осадочных пород, она содержит валуны кристаллических пород с Урала, принесенных с северо-востока.

Нижнюю морену В. А. Варсанюфьева называет рисской и связывает ее со льдами, пришедшими с северо-запада, с новоземельского центра оледенения, а верхнюю — вюрмской; последняя была отложена уральским ледником, пришедшим с северо-востока и севера.

Как показали позднейшие исследования Е. П. Бойцовой в 1939 г., по р. Печоре выше с. Усть-Шугора и у с. Красноборского в верхней морене, кроме валунов уральских пород, присутствуют, несомненно, и новоземельские валуны; поэтому эту морену надо считать отложенной не только уральскими, а и новоземельским ледником. Кроме того, геологи Печорско-Вычегодской экспедиции (1940 г.), Камской экспедиции ЦНИГРИ (1938 г., 1940 г.) проследили распространение верхней морены не только в Печорской низменности, но и через Печорско-Камский водораздел и в Верхне-Камской равнине до южного предела распространения кристаллических валунов. Поэтому верхняя морена не может принадлежать «вюрмскому» оледенению, которое по размерам всюду было меньше, чем «рисское», и должна быть отнесена к максимальному оледенению — среднечетвертичному. Нижняя же морена, вероятно, является древнечетвертичной. Такое же мнение было высказано В. В. Ламакиным (1948)*. Несколько южнее, в области Верхней Камы, на р. Боровице констатировано (Д. А. Ханов и Н. Е. Серапихский, 1940 г.) непосредственное наложение верхней морены на межледниковые озерные слои с растительными остатками, в свою очередь прикрывающие нижнюю морену. Последняя покоится на доледниковом торфянике, подстилаемом плиоценовыми образованиями с третичной флорой.

* Ниже указывается, что о возрасте нижней морены есть еще и третье мнение — С. А. Бызовой.

Следов скандинавского древнечетвертичного ледника в Северном крае не найдено.

Точно так же неизвестно, было ли в это время оледенение на Северном Урале. Исходя из того, что в нижней морене на р. Боровице содержатся валуны с западного склона Урала, можно думать, что ледник проходил по западному склону этих гор. Но был ли это мощный новоземельский ледниковый покров, перекрывающий по крайней мере западные склоны хребта, или же он принимал впадавшие в него ледниковые потоки с Урала, остается неизвестным.

Средний отдел

Среднемежледниковье. Среднечетвертичные межледниковые образования в Северном крае определенно не выявлены. Во многих местностях имеются под средней мореной континентальные, аллювиальные и озерные отложения с растительными остатками, но последние или остаются пока не изученными, или же трудно поддаются точному установлению их возраста в силу неизвестности пород, их подстилающих.

По р. Вычегде, от г. Сыктывкара и до ее устья, под средней мореной наблюдается во многих береговых обнажениях толща мощностью до 30 м светло-серых песков с прослоями черных глин, достигающая местами уреза реки. Во встречающихся изредка тонких прослойках намывных торфяников обнаружены остатки мхов и пыльца ели, сосны и березы. Эта растительность говорит о принадлежности подморенной песчаной толщи к четвертичному времени.

Образование ее было связано с обширным водным бассейном, предшествовавшим времени среднего ледниковья; более точно возраст и генезис этой песчаной толщи не установлены.

В Печорской низменности, на правом берегу р. Печоры у с. Покча, Ленинградским отделом Гидроэнергопроекта в 1940 г. было установлено буровыми скважинами нахождение под мореной темно-серых глин и супесей, со слабо выраженной слоистостью и с большим количеством растительных остатков и вивианита. Пробуренная мощность этих отложений достигала 15 м, но ни в одной из скважин они не были пройдены полностью, в силу чего подстилающая их толща осталась неизвестной; не были изучены и встреченные в них растительные остатки. Таким образом, возраст этих слоев остался не определенным. Авторы отчета относят эти образования к доледниковым или даже, возможно, к третичным отложениям, но никаких доказательств этого не приводят.

Ввиду того что поблизости от с. Петрушино на р. Печоре многочисленные буровые скважины показали присутствие под верхней мореной толщи песков, ленточных глин и озерных осадков, достигающей 40 м мощности и подстилаемой в свою очередь на глубине 66 м от поверхности нижней мореной, лежащей на пермских породах, можно думать, что и под озерными отложениями у с. Покча также лежит нижняя морена; в таком случае возраст этой толщи является не доледниковым, а межледниковым.

Такие же проблематические отложения под средней мореной были встречены и в других частях Северного края. На водоразделе между реками Печорой и Вычегдой, в бассейнах рек Южной и Северной Мылвы и Лопью, предморенные синие глины обнаружены А. П. Капустинным и А. К. Молдаванцевым в 1940 г.; по р. Нему — С. М. Орлянкиным и А. И. Берзиным в 1940 г.; в бассейне р. Березовки (приток Чусовского озера) — В. К. Зайцевым и А. А. Паасом в 1940 г. Растительные

остатки, содержащиеся в этих глинах на р. Неме, представлены северными гипновыми мхами.

По исследованиям С. А. Нестерова и Л. И. Константиновой (1940 г.), в районе Джеджим-Пармы (южное окончание Тимана), между лежащими в основании четвертичных отложений флювиогляциальными песками, достигающими 18 м мощности, и вышележащей средней новоземельской мореной располагается толща мощностью до 19 м глин и песков с прослоями торфа и растительными остатками. В торфянистых прослоях обнаружена пыльца *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus*, *Ulmus* и *Salix*.

В глинах найдены остатки морских диатомей: *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Melosira sulcata* v. *siberica* Gr., *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arn.) Ralfs., пресноводно-солоноводной *Pinnularia microstauron* var. *Brebissonii* (Ktz. Hust. и неопределенные обломки морских и пресноводных форм диатомей.

В незначительном количестве морские и пресноводные диатомей были обнаружены в вышележащей морене в виде обломков *Centrales*, *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs. и в надморенных покровных глинах флювиогляциального происхождения.

На присутствие единичных обломков морских диатомей типа *Centrales* и пресноводно-солоноводных *Synedra ulna* (Nitzsch—Ehr.) в песках и глинах, подстилающих морену в бассейне р. Северной Кельтмы, указывает С. Х. Кальянец (1940 г.). А. И. Животовская (1932 г.) в бассейне Большой Сыни (левый приток р. Усы) нашла под той же мореной слоистые голубоватые суглинки с многочисленными морскими диатомеями: *Melosira sulcata* Ktz., *M. sulcata* v. *biseriata* Grun., *M. sulcata* v. *siberica* Gr., *M. sulcata* v. *radiata* Grun., *Erbia* sp., обломки *Centricae* sp. и обильные спикулы губок. И. И. Краснов (1932 г., 1937 г.) обнаружил морские диатомей в нижней (средней стратиграфически) морене по среднему и нижнему течению р. Печоры в нескольких местах. По заключению В. С. Порецкого, комплекс диатомовых характерен для третичных отложений. Но из всего списка форм, приведенных у И. И. Краснова, чисто третичной формой является только одна *Hemiaulus triceratium*, а все остальные формы встречаются и в четвертичных отложениях.

Если к этому добавить, что В. П. Кальяновым (1936) по Средней Печоре в средней морене обнаружены те же формы фораминифер, которые встречаются среди отложений бореальной трансгрессии на р. Северной Двине, то станет очевидным, что среднетретичный ледник прошел по морским осадкам, обогатившим отложенную им морену морскими диатомеями и фораминиферами. Правда, морские осадки непосредственно наблюдаются только в немногих пунктах (р. Большая Сыня, район Джеджим-Пармы и др.), но надо принять во внимание древность этих отложений, а также и чрезвычайно малую изученность четвертичных образований Северного края.

Возникает вопрос о возрасте этих морских осадков — третичные они или четвертичные? На восточной стороне Урала третичные морские отложения очень широко распространены. Нет ничего невероятного в том, что при низком гипсометрическом положении Северного края третичное море было и в этой области.

В отдельных случаях третичные песчаные отложения с лигнитом и спорами третичных отложений наблюдались в Большеземельской тундре (Е. П. Бойцова, 1939 г.) на р. Полтоме, правом притоке р. Пинеги (Г. В. Горбатский, 1935б). Третичный возраст последних В. К. Лихарев ставит под сомнение.

Вполне возможно, что диатомовые и фораминиферы могли попасть из третичных осадков в среднюю морену. Случай нахождения морских диатомей в подморенных глинах поверх флювиогляциальных отложений в районе Джеджим-Пармы может быть объяснен вымыванием и переотложением диатомей из морских осадков, подлежащих флювиогляциальным образованиям. Однако на то, что морские образования здесь отлагались, по крайней мере, частично не в третичном, а четвертичном море, указывает нахождение в средней морене обломков раковин моллюсков четвертичного времени. Таковые были найдены в нижней среднечетвертичной морене на реках Янгаре и Кортаихе А. А. Черновым (1936а), по среднему и нижнему течению р. Печоры И. И. Красновым (1934 г., 1937 г.), у с. Вогвадино на р. Вычегде В. М. Янковским (1936 г.), в Няндомском районе К. К. Воллосовичем (1936 г.).

Нахождение обломков четвертичных раковин в этой морене в столь различных местностях и в большинстве случаев на большом расстоянии от берега Ледовитого океана трудно объяснить переносом их ледником со дна океана в донной морене на целые сотни километров внутрь страны. Известковые раковины не могли бы сохраниться на столь длинном пути в придонной части ледника, где истираются и округляются такие твердые горные породы, как граниты и гнейсы. Поэтому вероятнее предположить, что эти раковины были включены в морену где-нибудь недалеко от их современного нахождения, для чего необходимо допустить существование морской трансгрессии на севере Русской равнины, предшествовавшей среднему оледенению. Но так как до сих пор достоверных отложений этой трансгрессии, охарактеризованных палеонтологически, еще не найдено, то ее существование пока неясно.

Среднеледниковье. Отложения среднечетвертичного новоземельского оледенения представлены мореной и флювиогляциальными осадками.

Среднечетвертичная морена является одной из самых мощных и самых распространенных морен в Северном крае. Главная область ее развития — юго-восточная часть края, куда входит часть Печорской равнины с верховьем р. Вычегды.

В юго-восточной части последнего она не прикрыта какой-либо другой мореной и поэтому является здесь верхней мореной. В северо-западной части, затем на севере и вблизи Северного Урала она уходит под более молодые морены.

Прекрасные обнажения этой морены наблюдаются в береговых обрывах р. Печоры, начиная от ее выхода на равнину и до устья, и затем в средней и нижней частях р. Вычегды — между с. Усть-Куломом и г. Котласом. Здесь наблюдателя прежде всего поражает мощность этой морены. В высоких береговых обнажениях р. Вычегды около сел Деревянска, Аныб, Сторожевска, Вомын, Корткерос и др., протягивающихся на несколько километров, морена имеет среднюю мощность от 20 до 30 м, а в отдельных случаях и до 50 м. Окраска морены в свежем состоянии почти черная, при высыхании становится темно-серой. С поверхности окраска морены становится под влиянием выветривания красно-бурой или желто-бурой.

Валунный суглинок, слагающий морену, обладает значительной плотностью и присутствием во многих местах расслоенности, с первого взгляда напоминающей слоистость, но, в отличие от последней, явно вторичного происхождения.

Валуны в морене очень мелкие: размером от грецкого ореха до кулака. Более крупные валуны редки. Валуны представлены осадоч-

ными породами, кристаллические же породы встречаются среди них нечасто. Все это, вместе взятое, делает общий облик морены настолько необычным, что у исследователя, привыкшего иметь дело со скандинавской мореной, прежде всего возникает вопрос — морена ли это? Некоторые исследователи, например Ф. Н. Чернышев, в Южном Тимане приняли эту морену за юру. Производились даже поиски на углистые сланцы среди этой морены (указание Е. П. Бойцовой).

Все эти особенности среднечетвертичной морены вытекают из того, что она доставлена не скандинавским ледником, а ледником, пришедшим с Новой Земли, где горные породы, послужившие для нее исходным материалом, были совсем иные, чем в области скандинавского ледника.

Первым, кто нашел доказательства новоземельского происхождения среднечетвертичной морены в Северном крае, был В. М. Янковский (1936 г.). Он обнаружил в морене по р. Вычегде валуны девонских и верхнесилурийских пород с окаменелостями, которые, по определению Д. В. Наливкина, характерны для пород Новой Земли; среди них такие формы, как *Spirifer elevatus* Dalt., которая является руководящей формой для верхнего горизонта лудловского яруса, и *Protathyris didyma* (Dalm.), характерная для гребенского горизонта. Нахождение этих окаменелостей, типичных для двух смежных горизонтов силура на Новой Земле, не оставляет сомнения о приносе заключающей их морены с этого острова.

Во время другой своей экспедиции в Малоземельскую тундру В. М. Янковский (1936 г.) собрал в нижней морене много валунов с окаменелостями из лудловского яруса Новой Земли. Далее И. И. Краснов (1937 г.) в Большеземельской тундре в нижней морене обнаружил валуны из черного известняка с верхнесилурийской и верхнедевонской фауной, среди которой, по определению Ф. Н. Чернышева, имеются такие формы, как *Favosites gotlandica* var. *sylicata* В. Tschern, *F. forbesi* var. *multiperforata* В. Tschern., известные только в верхнем силуре Новой Земли.

Г. А. Чернов (1939а) собрал на р. Колве, в центральной части Большеземельской тундры, из нижней морены большое количество валунов пород как осадочного, так и изверженного происхождения, которые все встречаются на Новой Земле; среди них представлены такие характерные породы, как вариолитовая лава, описанная О. О. Баклундом (Baklund, 1930) под названием *Kiesenlaven* из спилитовой формации Новой Земли.

Е. П. Бойцова (1939 г.) нашла в нижней морене Усть-Усинского района валуны смешанного состава уральских и новоземельских пород. Среди последних особенно характерны черные пермские и черные силурийские валуны из известняка с кораллами и мшанками, которые, по определению Ф. Н. Чернышева и А. И. Никифоровой, происходят с Новой Земли. Среди валунов, собранных Г. А. Черновым (1940) к востоку от гряды Чернышева по рекам Кожиму и Косью, имеются ноздреватые спилиты, характерные для Новой Земли, и серые юрские песчаники с обугленными растительными остатками, принесенные с р. Адзвы или с р. Макарихи, т. е. с северо-северо-запада. В валунах, собранных Е. П. Бойцовой и И. И. Красновым (1940 г.) на Средней Печоре между селами Троицко-Печорском и Усть-Усой, наряду с уральскими валунами были встречены достоверные новоземельские валуны, как, например, черные пермские известняки с мшанками, характерными, по определению А. И. Никифоровой, для Новой Земли.

Таких доказательств приноса нижней морены Северного края новоземельским ледником можно было привести еще много (Яковлев,

1939), но и сказанного вполне достаточно, чтобы выявить ее новоземельское происхождение.

В полном соответствии с таким генезисом среднечетвертичной морены находятся все ее особенности. На Новой Земле развиты по преимуществу осадочные породы от кембрия до юры. Кристаллические породы здесь почти совершенно отсутствуют. Настоящих гнейсов на Новой Земле совсем нет, а имеются только огнейсованные граниты, но и те встречаются только в немногих районах. Граниты пертитового типа с катакластической структурой светло-серой и розовой окраски известны на Новой Земле только в одном месте и на небольшом сравнительно участке: в юго-западной части Северного острова около губы Серебрянки, в горе Митюшев Камень. Здесь же присутствуют редкие выходы роговообманкового гнейса и хлорит-роговообманкового сланца. Маловероятно, чтобы граниты и гнейсы широко были развиты под ледниковым покровом Северного острова, так как в противном случае они встречались бы в обнаженной береговой полосе в виде выходов или по крайней мере в виде валунов.

Слабо развиты граниты и гнейсы на севере материка, по пути распространения новоземельского ледника. Отдельные выходы гранит-пегматитов, гранатовых слюдяных сланцев, графит-гранат-биотитовых сланцев, роговообманковых сланцев, гранат-биотитовых и хлорит-биотитовых гнейсов развиты на Канином Носу, в хребте Пае (Микулкин мыс и р. Жемчужная). На Тимане граниты известны только в его северной оконечности. В остальной части Северного края, за исключением крайнего северо-запада, граниты и гнейсы отсутствуют. Столь незначительное развитие этих пород как в месте образования новоземельского ледника, так и по пути его следования на материке, обусловило большую редкость гнейсовых и гранитных валунов в составе отложенной им морены. Наоборот, преобладающее развитие осадочных пород на Новой Земле и на севере Русской равнины способствовало обогащению морены валунами осадочных пород. Меньшая прочность осадочных пород по сравнению с кристаллическими породами обусловила незначительные размеры валунов в морене новоземельского ледника.

Новоземельский ледник на своем пути должен был бы перейти богатое илами дно Баренцева моря. Кроме того, как показали исследования Океанографического института (Кленова, 1937), на дне Баренцева моря имеются выходы древней, возможно, четвертичной глины, приуроченные к погруженным прибрежным образованиям. Случаи нахождения обломков морских раковин в нижней морене далеко внутри материка говорят за широкое развитие морских отложений на севере Русской равнины перед наступлением новоземельского ледника. Все это указывает на то, что морена последнего оледенения должна была обогатиться илистым и глинистым материалом. Кроме того, и более древние породы, от кембрия до мела, преимущественно глинистые, лежавшие на пути движения ледника, должны были также способствовать увеличению содержания глинистой части морены.

Темная, почти черная, окраска валунного суглинка новоземельской морены обусловлена тем, что материалом, послужившим ледниковому детриту как на Новой Земле, так и в Северном крае, были породы в большинстве случаев черные, местами содержащие даже битуминозные вещества. В черный цвет окрашены силурийские известняки и кремнистые сланцы Новой Земли, а также встречающийся там же доманиковый горизонт верхнего девона и нижнекаменноугольные и пермские известняки. Но главным образом своей черной окраской; а также и большой степенью глинистости, новоземельская морена обя-

зана черным юрским глинам, широко развитым по всему Северу, начиная от Новой Земли, где они известны пока в виде валунов, затем по дну Северного Ледовитого океана, как это доказано работами В. И. Бодылевского, на Тимане, равно как к востоку и западу от него. Черная юрская глина, принимавшаяся за коренные выходы юры, не только подмешана к основной массе валунного суглинка, но иногда включена в морену в виде больших глыб с прекрасно сохранившейся юрской фауной.

Немало способствовали темной окраске новоземельской морены и богатые марганцем коричневые и темно-серые илы дна Баренцева моря, через которые прошел новоземельский лед. Наконец, часть своего гумусового вещества морена могла почерпнуть по пути своего следования из континентальных болотистых и озерных образований, как об этом свидетельствует почти всегда присутствующая в морене пыльца древесных и травянистых растений.

В некоторых случаях, где ледник вбирал в свою придонную часть каменные угли, куски которых иногда присутствуют в морене, последняя обогащалась пылью и спорами древних палеозойских и мезозойских растений. Так, например, Г. А. Чернов (1939а), исследовавший на пыльцу нижнюю морену с рек Сандибоя и Хорьянга в центральной части Большеземельской тундры, обнаружил в ней на один препарат 850 пылинок древних хвойных и 770 спор, тогда как пыльцы четвертичных растений оказалось немного: 1 пылинка ели, 1 — сосны, 6 — березы и 50 пылинок травянистых растений.

Среднечетвертичная морена местами разделяется на два горизонта, между которыми располагаются межморенные пески мощностью до 20—26 м (Гольдтман и др., 1940 г.).

Кроме морены, к среднеледниковую должны быть отнесены сопряженные с ней флювиогляциальные отложения стадии сокращения новоземельского льда. Последние представлены песчаными и суглинистыми образованиями, развитыми в области южной части Печорской равнины, в бассейне р. Северной Кельтмы и частью в области Северных увалов.

Среднечетвертичная морена скандинавского ледника. В Северном крае среднечетвертичную морену пока с уверенностью указать нельзя, так как если она и существовала, то, вероятно, уничтожена последовавшими за ней новочетвертичными скандинавскими оледенениями или перекрыта их моренами, от которых она трудно отличима.

Среднечетвертичное оледенение Северного Урала. Морена новоземельского среднеледниковья на востоке Северного края распространяется до Уральских гор. Об этом свидетельствуют исследования В. М. Янковского и Е. П. Бойцовой.

В. М. Янковский (1940 г.) проследил на востоке Большеземельской тундры, по верхним притокам р. Усы, как новоземельская морена вплотную подходит к Уральскому хребту. Е. П. Бойцова (1939 г.) собрала валуны в морене у западного склона Урала по р. Печоре выше с. Усть-Щугора и в районе с. Красноборского. По встреченной в валунах фауне и по петрографическому их составу было установлено, что здесь имеются, несомненно, новоземельские и уральские валуны и валуны, могущие быть принесенными как с Урала, так и с Новой Земли. Присутствие новоземельских валунов доказывает, что принесший их ледник двигался с Новой Земли. Наличие в той же морене уральских валунов, со своей стороны, является доказательством того, что новоземельский ледник при движении к югу захватывал и область Уральских гор. Подтверждение этого заключения имеется в работе Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935), где отмечается, что валуны сравнительно молодых осадочных:

пород перемещены к востоку от местонахождения их коренных выходов до подошвы гор в область древнего палеозоя. По мнению этих геологов, валуны могли быть занесены из более северного района — бассейна р. Усы, где коренные выходы тех же пород находятся значительно восточнее. На пути такого меридионального движения новоземельского льда располагаются горные массивы Сабли и Тельпос-Из, чрезвычайная сглаженность которых и сильное понижение поверхности Тельпос-Иза к востоку от горы Сабли позволяют думать, что здесь проходил северный ледник, переваливший из бассейна р. Усы в бассейн р. Патока. Породы этих гор, состоящие из метаморфических сланцев, зеленокаменной брекчии, красных кварцитов, кварцевых конгломератов, кварцевых порфиров и гранитов, обогатили новоземельскую морену валунами уральских пород, распространенными до южного предела оледенения.

В самом Уральском хребте морены новоземельского оледенения не встречаются. Но на плоских сглаженных льдом вершинах Полярного и Приполярного Урала имеются экзотические валуны, которые все исследователи считают остатками уничтоженной морены. На присутствие кварцитовых валунов на Полярном Урале, чуждых данной местности, указывает А. В. Хабаков (1939 г.); Г. Л. Падалка (1928) наблюдал большие валуны кварцитов и метаморфических сланцев на вершинах Пай-Ера, которые в самом перидотитовом массиве этой горы отсутствуют и могли быть принесены ледником только с запада или северо-запада, из предгорной полосы. Подобные валуны встречаются также на восточном склоне и далеко к востоку от Уральского хребта. По свидетельству Н. А. Кулика (1926), на волнистой поверхности одного из самых крупных горных массивов Урала — Рай-Иза, целиком состоящего из основных изверженных пород, рассеяны остатки донной морены большого оледенения в виде значительного количества обломков кварцита. Ближайшее место коренных выходов этой породы находится далеко на западе и севере, где ею сложены менее высокие хребты, чем Рай-Из.

Распространение кварцитовых валунов на плосковолнистой поверхности Рай-Иза подтверждает и А. Н. Заварицкий (1932), который объясняет нахождение их здесь приносом ледника. Указания на присутствие экзотических валунов на вершинах Рай-Иза и Сура-Иза имеются также и у А. Н. Алешкова (1935 г.).

Присутствие валунов горных пород из местностей, лежащих к северу и северо-западу от Полярно-Уральского хребта, на вершинах последнего и к востоку от него, указывает на большой мощный ледниковый покров, переваливший через Урал в сторону Западно-Сибирской низменности. Таким материковым льдом, шедшим с севера и северо-запада через горы до 1300 м абсолютной высоты, мог быть только новоземельский ледниковый покров.

Полярный Урал имеет северо-восточное простираие. Новоземельский ледник, распространяясь в южном и юго-восточном направлении, встретил эти части Уральского хребта почти под прямым углом. Перейдя порог из Уральских гор, ледник распространился по Западно-Сибирской низменности в юго-восточном направлении. О таком направлении покровного льда свидетельствуют экзотические валуны кварцитов и метаморфических пород, встречающиеся, по свидетельству Г. Л. Падалки (1928), на восточном склоне и к востоку от Уральского хребта. Как далеко распространялся новоземельский ледник по Западно-Сибирской низменности, определенных данных не имеется. Систематического исследования валунов здесь не производилось, а имеющиеся в литературе сведения об отдельных валунах говорят об их уральском

происхождении. А. Н. Алешков (1935) нашел валуны перидотита с Полярного Урала в Нижне-Обской низменности, между селами Березовым и Самаровым. Валуны в самаровской конечной морене принадлежат уральским горным породам, соответствующим по всей своей совокупности породам Полярного Урала (С. В. Яковлев, 1949 г.). С. Г. Боч (1937) нашел на р. Вогулке валуны кристаллического сланца, развитого в Уральских горах, в истоках р. Итьи, в нижнем течении р. Сосьвы; валуны с юрскими аммонитами из верховьев р. Ляпина. Все эти валуны уральского происхождения и свидетельствуют о переносе их с северо-запада на юго-восток. Так как это направление совпадает с направлением движения новоземельского ледника как к северу от Урала, так и на самом Урале и в прилегающей к нему части Западно-Сибирской низменности, то едва ли будет большим риском предположить, что и все вышеуказанные валуны разнесены новоземельским льдом, обогатившимся при своем переходе через Урал валунами уральских горных пород.

Предполагаемая южная граница распространения покровного ледника на Западно-Сибирской низменности совпадает с южной границей эрратических валунов, проходящей от г. Серова до с. Самарово на р. Оби (шестидесятая параллель).

Однако не на всем протяжении южная граница оледенения отвечает новоземельскому леднику. Валуны экзотического происхождения, принесенные с запада и северо-запада, на вершинах Уральских гор известны только в Полярном Урале. В более южной части — в Северном Урале — о существовании таких валунов никем из исследователей не упоминалось. Поэтому можно заключить, что новоземельский лед сюда не заходил. Препятствием для распространения его в южной половине Северного Урала послужил наивысший горный узел Урала, достигающий в своих высших точках 1800 м. Встретив на своем пути это препятствие, новоземельский ледник разбился на две части: западную, потекшую западнее хребта, и восточную, обошедшую его с востока.

Платообразные и пикообразные горы — Карпинского, Народа, Неройка и др., слагающие наивысший горный узел в Уральском хребте, в условиях ледникового климата сами послужили центром образования льда. Если в настоящее время на вершинах их имеются небольшие леднички, то, очевидно, во время максимального оледенения эти вершины могли быть центром скопления больших масс льда.

Наивысший горный узел располагается на 60—70 км восточнее меридиональной части Северного Урала. В силу этого новоземельский ледник, обойдя горный узел с востока, должен был оставить между собой и Уральским хребтом свободное пространство, в настоящее время занятое обширной низиной, по которой течет р. Ляпин и верхняя половина р. Сосьвы, а далее к югу располагается низменность бассейна р. Пельма.

Ледник, образовавшийся в уральском горном узле, устремился в эту низину и заполнил ее мощным ледниковым потоком. Доказательством существования такого потока служат валуны уральских горных пород в оставленной им морене, описанные С. Г. Бочем (1937) по бассейну р. Ляпина, А. Г. Бер (1938 г.) — по бассейну р. Северной Сосьвы и Л. В. Введенским (1933б) — по бассейну р. Пельма.

Сливаясь с востока с новоземельским ледниковым покровом, уральский ледниковый поток должен был к западу распозаться в сторону восточного склона Урала. О мощности уральского потока льда можно судить по тому, что он занес валуны из Западно-Сибирской равнины и предгорий от 100 до 250 м абсолютной высоты в горы между Коренным-Изом и Илычским Камнем на высоту 500 м (А. Г. Бер,

1938 г.) и даже 700 м над уровнем моря (Сирин и др., 1945б). Следовательно, мощность этого потока льда была не менее 450—600 м.

Согласно данным В. А. Варсанюфьевой (1934б) и А. Г. Бер (1938 г.), плоские вершины Коренного, Поясового и Центрального хребтов Урала до 62° северной широты были покрыты ледниками платообразного типа. Южнее этой широты существовали только ледники долинного типа. Один из таких долинных ледников шел по долине р. Лозьвы до 61° 41" с. ш. (Федоров и Никитин, 1901). Приблизительно на той же широте провел границу ледника на р. Сосьве и Л. Дюпарк (Dupauc, 1903). Е. П. Молдаванцев (1931 г.) нашел следы долинного ледника на восточном склоне Урала по р. Лозьве, спускавшегося до с. Бурмантово (61° 41" с. ш.).

Новый отдел

Новый отдел четвертичного периода в Северном крае отличается от среднего сильной деградацией новоземельских льдов и разрастанием скандинавского ледникового покрова; распространяясь по преимуществу в широтном направлении, скандинавские льды оттеснили к северу новоземельские. Наибольшего размера скандинавский ледник достигал во время первого оледенения. В последующие оледенения размеры льдов постепенно сокращались как в скандинавских, так и в новоземельских ледниках, но в последних больше, чем в первых; для двух последних оледенений скандинавские ледники не имеют на материке новоземельских аналогов.

Кроме скандинавского и новоземельского центров оледенения, в новоледниковье существовал самостоятельный центр автохтонного покровного оледенения в Северном Урале.

Межледниковья характеризуются континентальными отложениями и отложениями морских трансгрессий, причем размеры последних сокращаются с каждым последующим межледниковым веком.

Отложения 1-го новомежледниковья

Отложения 1-го нового межледниковья хорошо развиты в прекрасных береговых обнажениях средней и нижней частей р. Вычегды. Последняя течет здесь в широтном направлении. Впервые они были изучены В. М. Янковским и С. А. Яковлевым (1936 г., 1939г.), а затем для среднего течения подробно исследованы сотрудниками Печерско-Вычегодской экспедиции — В. Г. Гольдтманом, Д. А. Хановым и З. В. Раковой (1940 г.).

Если двигаться по р. Вычегде с востока на запад, от с. Усть-Кулома к селам Деревянску и Аныбу, то видно, что береговые обрывы здесь сложены из новоземельской среднечетвертичной морены. Ниже этих селений новоземельская морена уходит под толщу слоистых песчаных флювиогляциальных образований, слагающих главную часть береговых обнажений. Поверх флювиогляциальных отложений появляются сначала разрозненные пятна красно-бурой верхней морены, к западу сливающиеся в один сплошной моренный горизонт. Такой разрез выдерживается почти по всему течению р. Вычегды (рис. 79). Под флювиогляциальными песками или непосредственно под верхней мореной встречаются межморенные светлые пески и желтые глины, достигающие 35 м. В некоторых местах среди этих отложений встречены тонкие прослойки торфяников. При исследовании в них обнаружена пыльца *Pinus* — 6 зерен на препарат, *Betula* — 45, *Picea* — 11, *Alnus* — 20,

Ulmus — 4, *Tilia* — 1, *Corylus* — 3, *Quercus* — 3. Вяз, липа, лещина и дуб в настоящее время не только в этой местности, но и на большом расстоянии от нее не встречаются, поэтому можно считать, что в межморенных песчано-глинистых отложениях приходится иметь дело с образованиями более теплого, чем в настоящий момент, климата.

Ниже по р. Вычегде, у с. Шубино и далее вниз по течению до с. Федорова, В. М. Янковский (1936 г.) нашел в толще межморенных песков раковины моллюсков: *Cyprina islandica* L., *Astarte borealis* Chern., *A. elliptica* Brown, *Tellina calcarea* Chern., *T. baltica* L., *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* L. Вместе с раковинами в песке была найдена пыльца *Picea*, *Larix*, *Pinus*, *Pinus cembra*, *Abies*, *Betula* и *Fraxinus*.

Наличие мощной толщи континентальных песков и глин с торфяниками, свидетельствующими о более теплом климате, чем современный, и отложений морской трансгрессии дают основание считать, что в межморенной толще, залегающей между новоземельской морской и вышележащей красно-бурой мореной, имеются отложения межледникового века.

Горизонт верхней морены, представленный на востоке около с. Деревянска разрозненными островками, западнее сливается в сплошной пласт, достигающий 5—15 м мощности. По окраске, плотности и составу валунов этот горизонт резко отличается от нижней среднечетвертичной морены.

Контраст между этими моренами особенно резко выступает там, где их можно наблюдать в одном и том же обнажении. Так, например, в нижнем течении р. Вычегды у с. Туес-Керас, на левом берегу, имеется следующее обнажение:

- | | |
|---|-------|
| 1. Морена красно-бурая, песчано-суглинистая, с редкими крупными кристаллическими мало окатанными валунами | 5 м |
| 2. Пески кварцевые, мелкозернистые, с горизонтальной слоистостью | 4 „ |
| 3. До уреза воды морена темно-серая, представляющая плотную тяжелую структурную глину, содержащую редкие мелкие и сильно разложившиеся валуны по преимуществу осадочных пород | 3,5 „ |

С. В. Яковлева (1956), изучившая статистически состав валунов из моренных горизонтов, считает, что в нижней морене кристаллические валуны составляют 14%, причем главная их масса представлена черными и зеленоватыми метаморфическими сланцами, подобными глинистым сланцам среднего силура Новой Земли. В числе их 16 образцов филлита. Затем идут гнейсы (9 образцов), происходящие, судя по гранатовому амфиболиту, с п-ова Канин, и зеленокаменные породы (2 образца). Осадочные породы валунов представлены известняками различной окраски, каменным углем, песчаниками — красными, бурыми и серыми. Все они свойственны палеозойским породам Новой Земли. Общее количество осадочных валунов — 86%.

В верхней красно-бурой морене кристаллических валунов 57%, осадочных 43%. По определению А. А. Полканова, все кристаллические валуны происходят из Восточной Финляндии. В других местах (села Кошки, Большие Отлы) среди валунов верхней морены встречены щелочные нефелиновые сиениты из Хибинского массива и другие породы Кольского полуострова.

Из данного разреза видно, что оба горизонта морен происходят из различных центров оледенения: нижняя морена принесена с севера новоземельским ледником, а верхняя — с запада скандинавским ледником. Так как это различие наблюдается почти во всем Северном крае, то оно является основанием для отделения среднеледниковья,

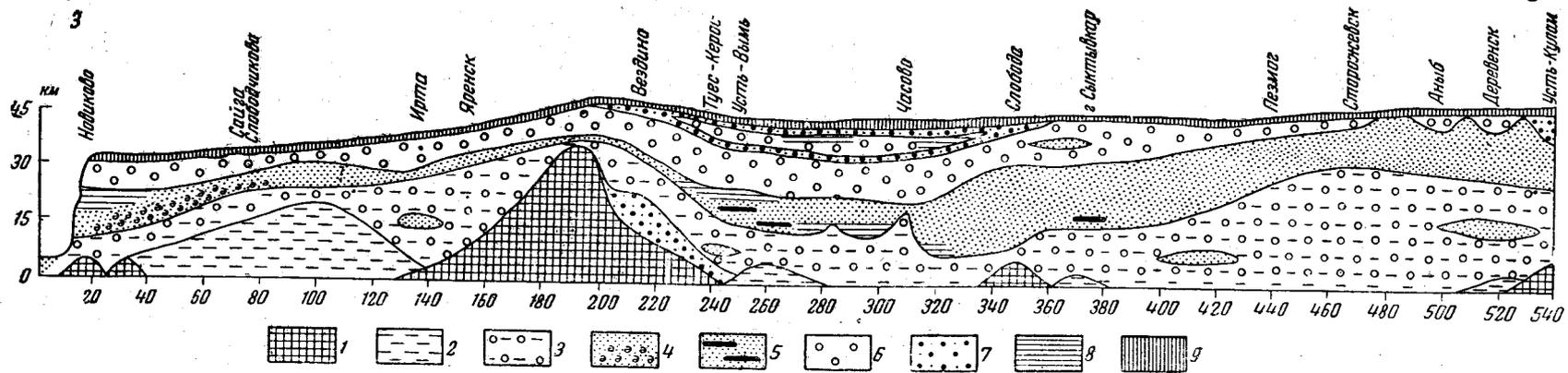


Рис. 79. Профиль четвертичных отложений средней и нижней частей р. Вычегды (по В. М. Янковскому с дополнениями)
 1 — дочетвертичные породы; 2 — предморенные пески и черные глины; 3 — валунные глины (среднего оледенения); 4 — межледниковые морские пески с фауной; 5 — межледниковые глинистые пески с прослойками торфяников; 6 — валунные суглинки (новое оледенение); 7 — флювиогляциальные пески и галечники; 8 — ленточные глины; 9 — покровные суглинки

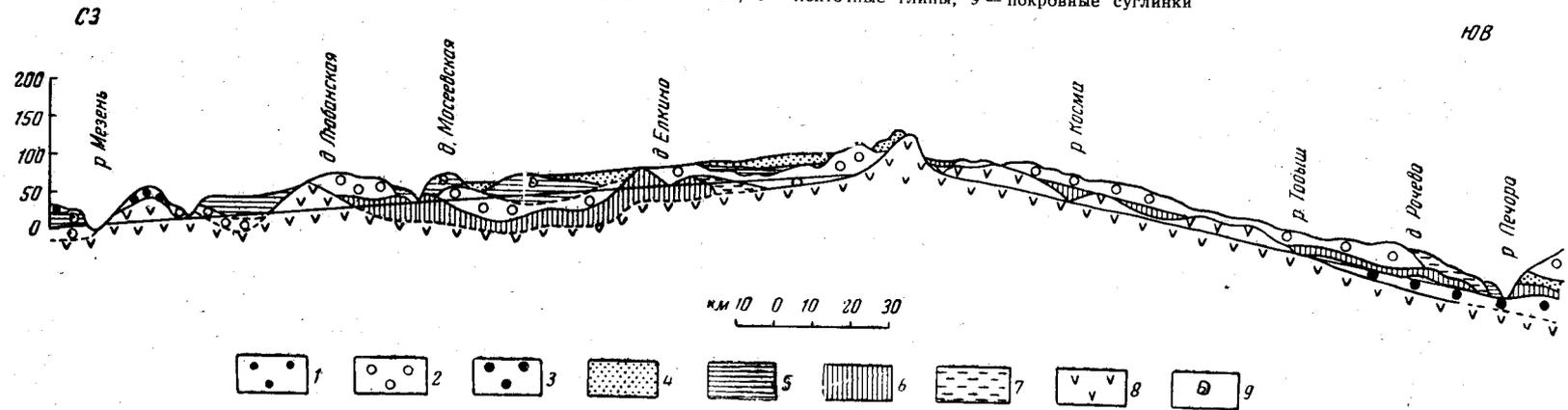


Рис. 80. Схематический разрез по рекам Пезе, Рочуге, Чирке и Цильме (по Рудовицу)
 1 — морена скандинавского 2-го новоледникового (III₂); 2 — морена скандинавского 1-го новоледникового (III₁); 3 — морена новоземельского среднеледниковья (II); 4 — флювиогляциальные отложения 2-го новоледникового (III₂); 5 — морские отложения бореальной трансгрессии; 6 — морские отложения северной трансгрессии; 7 — озерные отложения; 8 — дочетвертичные отложения; 9 — места находок ископаемой фауны.

к которому относится нижележащая новоземельская морена, от новоледниковья, которому принадлежит скандинавская морена.

Расположенные между новоземельской и скандинавской моренами межледниковые отложения являются образованиями первого новомежледниковья, а входящие в состав их осадки морской трансгрессии относятся к 1-й трансгрессии, более ранней, чем известная до сих пор на севере бореальная трансгрессия. Последняя происходила в течение 2-го новомежледниковья и осадки ее лежат между моренами 1 и 2-го новоскандинавских ледников. Отношение между этими моренами и морскими трансгрессиями хорошо видно на профиле, составленном Ю. Л. Рудовицем, от устья р. Пезы на р. Мезени, через Тиман и нижнее течение р. Печоры (рис. 80).

На р. Кыме, где оканчиваются конечноморенные образования, принимаемые за пограничные отложения 2-го нового скандинавского оледенения, А. А. Малахов (1940б) наблюдал под мореной морские отложения с фауной бореального характера. Несколько севернее, на р. Мезени, ниже впадения в нее р. Пезы, еще В. Рамсеем (W. Ramsay, 1912 г.) был описан у с. Лампожни разрез, в котором под пластом скандинавской морены с кольскими валунами обнажаются пески с обильной фауной морских моллюсков. Среди последних много таких бореальных форм, как *Neptunea despecta* L., *Cardium edule* L., *Cyprina islandica* L., *Macra elliptica* Gowp., *Vuccinum undatum* L. и др. Все исследователи (А. А. Малахов, В. Рамсей, Ю. Л. Рудовиц и др.) принимают эти морские слои за отложения бореальной трансгрессии. Залегание на них скандинавской морены 2-го новоледниковья свидетельствует о том, что бореальная трансгрессия предшествовала 2-му новому оледенению. Морские слои в Лампожне, согласно Я. Д. Зеккелю (1939а), подстилаются нижней мореной, состав валунов которой не был изучен.

Восточнее, по р. Пезе, вне пределов 2-й новой морены, морские бореальные слои лежат неприкрытые мореной, занимая большое пространство на высоте 80—85 м над уровнем моря. Они состоят из песков и глин с морской фауной. Согласно Ю. Л. Рудовицу (1940 г.), под этими морскими отложениями у устья р. Лофтурь, у сел Игумново, Бычьего и в других местах обнажается нижняя морена, аналогичная нижней морене в Лампожне. Состав валунов в этой морене, по описанию Ю. Л. Рудовица, указывает на ее западное происхождение (микроклиновые граниты, гнейсы с гранатом, габбро, перидотиты, кварциты со вторичным пироксеном, нефелиновые сиениты и др.). Западное происхождение этой морены подтверждено работами Г. В. Матвеевой (1958 г.) и С. В. Яковлевой (Спиридонов, 1961), которые произвели, кроме того, замеры ориентировки валунов. Эта морена является, следовательно, также скандинавской, но более ранней, чем скандинавская морена 2-го новоледниковья, залегающая поверх бореальных отложений у р. Камы и с. Лампожни, и должна быть причислена к первому новому оледенению.

В среднем течении р. Пезы, около с. Елкино, под этой мореной Ю. Л. Рудовиц обнаружил другую толщу морских отложений с многочисленной фауной моллюсков, по составу не отличающейся от вышеуказанной фауны бореальных отложений у с. Лампожни. В 5—7 км выше р. Варчужки, на р. Пезе, под той же мореной им же была найдена континентальная толща из глинистых песков с прослойками торфяников. Пыльца, определенная из этих слоев, принадлежала ели, сосне, ольхе и березе.

Хотя фауна в подморенных морских слоях не отличается от фауны надморенных отложений, все же очевидно, что эти слои относятся к различным морским трансгрессиям, разделенным ледниковьем.

«Некоторым препятствием к установлению двух трансгрессий, — говорит Ю. Л. Рудовиц, — быть может, является полное сходство комплексов фауны, как по видовому составу, так и по общему виду, которое, как считает М. А. Лаврова, совершенно исключает возможность выделения двух трансгрессий. Но ведь вся рассматриваемая мною фауна существует без каких-либо изменений с третичного времени и, следовательно, не может являться критерием для определения возраста; иными словами — такое дробное хронологическое расчленение, как установление возраста двух соседних по времени межледниковий, выходит за пределы точности палеонтологического метода.

С другой стороны, изучение комплексов фауны позволяет с точностью восстанавливать климатические условия в отдельные моменты четвертичной истории.

Таким образом, сходные комплексы фауны не исключают возможности разного возраста заключающих их осадков, но указывают на сходные климаты последнего и предпоследнего межледниковий».

Более древняя из этих трансгрессий ранее была установлена Ю. Л. Рудовицем (1939 г.) на о-ве Колгуеве.

Ближе к Тиману осадки обеих трансгрессий выклиниваются, но восточнее Тимана появляются опять, будучи разделенными скандинавской мореной 1-го нового оледенения.

На западе Большеземельской тундры, в нижнем течении р. Печоры, на правом берегу ее около устья ручья Саптияга, И. И. Краснов (1937 г.) описал следующий разрез:

1. Торф современный	3 м
2. Песок с галькой и валунами; слагает холмы до 2 м мощности	7 „
3. Верхняя морена — темно-серый валунный суглинок	8 „
4. Супесь с галькой и прослойками морены	2 „
5. Песок тонкозернистый, пересланяющийся лентами серой супеси в 15—30 см толщиной. Континентальная толща	15 „
6. Песок тонкозернистый, диагональнослоистый с прослоями серой супеси и лентами намывного торфа мощностью до 30 см	20 „
7. Глина и суглинок темно-коричневые, с виванитом и морской фауной. Верхние горизонты фауны не содержат. Комплекс бореальной фауны залегает в средней части толщи. Нижние горизонты по литологическому составу сходны с нижней мореной	35 „
8. Нижняя морена — темно-серый неслоистый суглинок; уходящий ниже уровня реки	5 „

Верхняя морена содержит до 35% кристаллических валунов. Среди них попадают валуны нефелинового сиенита. Осадочные валуны, по характеру окаменелостей, тиманского происхождения. Не подлежит сомнению, что верхняя морена оставлена скандинавским ледником и по своему распространению должна быть отнесена к 1-му новому оледенению.

Межледниковая толща распадается на две части: верхнюю — континентальную мощностью 37 м, с торфяником и костями мамонта, и нижнюю — морскую мощностью 35 м, с морской фауной. Фауна арктического характера с примесью бореальных и субарктических форм. Из бореальных форм найдены: *Cyprina islandica* L., *Macra elliptica* Brown, *Pholas (Zirphea) crispata* L., *Neptunea despecta* L., *Neptunea despecta* L. var. *carinata* Penn. (?).

Нижняя морена по общему облику и по составу валунов новоземельского происхождения и должна быть отнесена к среднему отделу четвертичной системы.

И. И. Краснов и М. А. Лаврова отнесли межледниковые морские слои к отложениям бореальной трансгрессии, но, судя по залеганию их между новоземельской среднечетвертичной и скандинавской 1-й ново-

четвертичной моренами, они должны быть более древними образованиями, аналогичными отложениям первой новочетвертичной трансгрессии на реках Вычегде и Пезе.

Исходя также из условий залегания между новоземельской средней и скандинавской 1-й новой моренами, морские слои на р. Лае, описанные Е. П. Бойцовой (1939 г.), на р. Колве — Г. А. Черновым (1939а), в хребте Адак — Н. А. Куликом (1918), должны быть отнесены к 1-й новочетвертичной, или северной, трансгрессии. В последнем случае морские слои лежат вне пределов распространения морены 1-го нового оледенения и поэтому лишены моренной покрывки.

Судя по распространению отложений этой трансгрессии на реках Вычегде, Средней Печоре, в хребте Адак и Большеземельской тундре, северная трансгрессия была одной из самых значительных в Северном крае. В Пай-Хое отложения ее лежат на 200 м выше отложений боральной трансгрессии. В других местностях разница между высотой залегания осадков обеих трансгрессий не столь значительна и измеряется несколькими десятками метров.

1-е новое оледенение. Новочетвертичный скандинавский ледник в противоположность среднечетвертичному, продвинувшемуся в области средней части Русской равнины днепровским и донским языками почти до 48-й параллели, больше распространялся в восточном, чем в южном, направлении. Восточная граница его может быть проведена следующим образом.

В южной части Северного края скандинавская новая морена выклинивается и переходит в зандры на водоразделе рек Летки, Великой и Моломы, где эта граница установлена и нанесена на карту Е. П. Бойцовой (1939 г.). Особенно характерны распространённые здесь в скандинавской морене валуны нефелинового сиенита с Кольского полуострова. По свидетельству Н. Г. Кассина (1928), улицы г. Кирова на 10% выложены валунами нефелинового сиенита, привезенными со ст. Пинюг Киров-Котласской железной дороги.

Далее к северо-востоку граница этого оледенения проходит к верхнему течению р. Сысолы, где О. А. Солнцевым найдены восточные выходы скандинавской морены, отделенной от нижележащей новоземельской среднечетвертичной морены озерными отложениями с торфянистыми прослойками и с пеллециподами (Янковский, 1936 г.). Затем граница скандинавского оледенения хорошо устанавливается по переходу данной морены в мощные зандры между селами Деревянском и Усть-Куломом на р. Вычегде. Отсюда граница поднимается к северу вдоль западного подножия возвышенности Южного Тимана — Чеж-Поль-Пармы, где наблюдается последнее восточное скопление кристаллических валунов из кольских и карельских пород.

К северу от Чеж-Поль-Пармы граница проходит через конечную морену, открытую В. М. Янковским в западной ветви Тиманского хребта, на высоте 210 м над уровнем моря. Гряда расположена к северу от сел Бадьельской и Вольдина. Между $63^{\circ} 30'$ и $64^{\circ} 00'$ с. ш. граница 1-го нового оледенения перешла Тиман. К северо-востоку от последнего она установлена по отдельным валунам западного происхождения, сведения о которых доставлены Ю. Л. Рудовицем (1940 г.). В бассейне р. Нерицы в верхней морене этим исследователем были найдены валуны: кварц-турмалиновой породы с беломорского побережья Карелии, гранатового гнейса с Кольского полуострова и других пород. При устье р. Цильмы (левый приток р. Печоры) был найден валун нефелинового сиенита из Хибинского массива.

В бассейне р. Печоры, судя по распространению валунов каменноугольного известняка с Тимана, границу скандинавского оледенения

приходится вести несколько восточнее с. Усть-Ижмы к с. Щельябож на Средней Печоре и с. Усть-Лыжи, до которых, по данным Е. П. Бойцовой (1939 г.), доходит юго-восточная граница верхней морены скандинавского происхождения.

В Печорской низменности скандинавская морена также всюду лежит выше новоземельской среднечетвертичной морены, отделяясь от нее толщей континентальных и морских отложений (Амалицкий, 1903).

1-й новый новоземельский ледник. Севернее широтной части течения р. Печоры и устья р. Усы, в центральной части Большеземельской тундры, состав валунов и общий облик скандинавской верхней морены начинают меняться. Кольские, карельские и тиманские валуны здесь исчезают, и в том же горизонте морены начинают появляться валуны осадочных пород с фауной, характерной для силурийских, каменноугольных и пермских пород с Новой Земли (Бойцова, 1939 г.) и отчасти с Пай-Хоя (Чернов, 1939а).

Такого рода изменение в составе валунов в одном и том же мореном горизонте указывает на то, что здесь 1-й новый скандинавский ледник сталкивался с 1-м новым новоземельским ледником. Стык между этими ледниками проходил примерно по бассейнам рек Колвы, Лаи и верховьям р. Шапкиной. Восточнее, по р. Хайпудыре (Море-Ю) и в верховьях р. Адьзвы В. В. Коперина (1933) констатировала два моренных горизонта, происходящих из новоземельского центра оледенения, которые можно отнести к среднему и новому оледенениям. Далее к северо-востоку новоземельская новая морена прослеживается до р. Коротайхи и Пай-Хоя, где она сливается с мореной, оставленной ледниковым покровом, пришедшим с Урала.

1-й новый уральский ледник. Во время среднеледниковья Северный Урал перекрывался новоземельским ледниковым покровом до наивысшего горного узла. Дойдя до последнего и не будучи в состоянии перекрыть его, новоземельский ледниковый покров разбился об него на две части, из которых одна пошла на западную, а другая на восточную стороны Урала.

Плоские вершины горного узла—горы Народа, Карпинского и др.— в это время сами сделались центром образования уральского ледникового покрова. Однако последний не представлял самостоятельной области оледенения, а вливался в качестве потока в новоземельский ледник, составляя, следовательно, только часть последнего.

В новом отделе четвертичного периода, когда новоземельский ледник уже не распространялся на Уральские горы, Северный Урал послужил центром образования самостоятельного автохтонного ледникового покрова. Льды, спускавшиеся с Северного Урала к западу и востоку, занимали значительные пространства в Печорской и Западно-Сибирской низменности.

Морена, отложенная уральским ледником, отделена от новоземельской среднечетвертичной морены отложениями первого нового межледниковья. Осадки последнего состоят из морских и континентальных образований. Морские отложения содержат фауну, которая хотя и мало отличается от фауны других морских трансгрессий, является, в общем, несколько более холодноводной. Она относится к северной трансгрессии. Континентальные отложения представлены глинами, песками, изредка с остатками мамонта, и торфяниками.

Уральская новая морена резко отличается от нижележащей новоземельской средней морены по своему облику и составу валунов, благодаря чему она легко отделима от последней даже в том случае, когда обе морены лежат непосредственно друг на друге без разделяющих их межледниковых отложений. Нижняя из них вплоть до подножия гор на

западной стороне Урала сохраняет свою темную окраску, большую мощность и плотность, отличается малым содержанием крупных валунов и явным преобладанием валунов осадочных пород над кристаллическими. Тот же характер новоземельская морена имеет и по восточную сторону Урала с той лишь разницей, что она содержит здесь значительно большее количество крупных валунов, и в ней возрастает число кристаллических валунов уральских горных пород.

Уральская новая морена характеризуется желто-бурой окраской, песчаностью, рыхлостью, значительной пористостью, малой мощностью (1—3 м); часто она совсем выклинивается и поэтому наблюдается не во всех обнажениях. Крупных валунов в ней больше, чем в новоземельской морене. Состав валунов уральский: среди них много палеозойских пород с фауной, характерной для западного склона Урала, но много также изверженных и кристаллических пород (перидотиты, дуниты, габбро, порфириды, кварцевые порфиры, вулканические брекчии, граниты, различные метаморфические сланцы, сливные кварциты, кварцитовые сланцы, яшмы и пр.). Благодаря этим особенностям морена уральского нового оледенения легко распознается в описаниях различных исследователей, что в связи с геоморфологическими данными дало возможность установить границы и определить размеры этого оледенения.

В хребте Пай-Хой в новоледниковье, вероятно, не было покровного оледенения. Морена, распространенная по юго-западную сторону Пай-Хойского полуострова, принадлежит новому новоземельскому оледенению, которое на хребет Пай-Хой не заходило. На поверхности последнего лежат ничем не прикрытые морские осадки бореальной и северной трансгрессий.

К югу от Пай-Хоя, на обширном пространстве до Полярного Урала, уральской морены также еще никем не найдено. Единичные указания на встречающиеся здесь выходы морены в бассейнах рек Силовой и Кары относятся, вероятно, к новоземельской среднечетвертичной морене.

Самым северным пунктом, где встречается новочетвертичная уральская морена, является местность, расположенная по южную сторону оз. Осовой и к северу от горы Минисей. Здесь, по описанию А. В. Хабашова (1939 г.), имеется хорошо сохранившийся конечноморенный ландшафт. Валуну в морене принадлежат полярноуральским породам: сливными кварцитами, кремнистым сланцам и т. п.

Западную границу уральского оледенения приблизительно можно провести через верховья рек Силовой, Воркуты и верхнее течение р. Кортаихи. В области последней, по данным Г. А. Чернова (1943 г.), на р. Иджид-Амбар-вис под слоем верхнего моренного суглинка был найден 3-метровый торфяник. Растительные остатки из торфяника неопределимы, но, как указывает Г. А. Чернов, в нем наряду со стволами до 15 см толщины найдены шишки ели. В той же местности по р. Нядэйю Г. А. Черновым под верхней мореной были найдены галечники с раковинами морских моллюсков. Какому леднику принадлежит кроющая эти образования верхняя морена, точно не установлено, но расположенная здесь прекрасно выраженная конечная морена Харбей-Мусюр, достигающая 48 км длины, по своему почти меридиональному направлению скорее всего может быть связана с уральским оледенением. Далее граница последнего поворачивает к югу, в область верхнего течения р. Роговой, где М. П. Кудрявцев (1932 г.) установил резкую границу между северо-восточным районом со свежим конечноморенным ландшафтом и уральскими валунами и юго-западной равниной, куда уральское оледенение не заходило.

Уральская морена на р. Роговой подстилается толщей флювиогляциальных галечников и озерных отложений. В них часто встречаются бивни мамонта. В одном пункте (р. Кокоты-вис) Н. В. Кудрявцев обнаружил в межморенной толще обломки морских раковин.

Далее к югу граница уральского оледенения подходит к р. Усе близ впадения в нее р. Роговой, следует затем через среднее течение р. Кочмес, верхнее течение р. Косьвы, верхнее течение р. Большой Сыни, несколько западнее горы Сабли и далее вдоль западных предгорий Урала до верхнего течения р. Илыча. Здесь граница покровного оледенения пересекает Уральский хребет под 63° с. ш. и переходит на его восточную сторону. Южнее, в Уральских горах, были развиты только ледники платообразного типа, долинные и каровые, не заходившие южнее 62° с. ш.

Граница уральского оледенения по восточную сторону Урала проводится приблизительно, геоморфологически, по конечноморенным ландшафтам, описанным Е. С. Федоровым (18976), В. А. Варсанюфьевой (19346), А. Г. Бер (1938 г.), С. Г. Бочем (1933) и др. Она проходит от 63° с. ш. по восточным предгорьям Урала на север до широтного колена р. Северной Сосьвы, отсюда очерчивает широкий ледниковый язык к северу от изгиба р. Сосьвы и затем поднимается к северу, к конечным моренам у с. Мужы. Отсюда граница идет к г. Салехард и далее к конечной морене Собкай и северной оконечности Урала — горе Минисей и оз. Осовой.

Стратиграфическое положение уральского оледенения определяется следующим образом. Т. Н. Пономаревым (1929) были найдены на р. Кочмес (левый приток нижнего течения р. Усы) две морены, разделенные песками. Присутствие в верхней морене уральских валунов свидетельствует об ее отложении уральским оледенением. Нижняя морена, судя по ее описанию, принадлежит новоземельскому оледенению, покрывавшему значительную часть Печорской низменности и относящемуся к среднему отделу четвертичного периода. В верхней морене присутствуют крупные обломки, а иногда и целые экземпляры раковин: *Astarte borealis* Chem n., *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L., *Tellina calcarea* Chem n. Эти формы не могли быть занесены в морену с севера, так как сама она доставлена с Урала. По всей вероятности, здесь «морская морена», т. е. морена, отложившаяся на дне моря, которое в это время существовало в бассейнах рек Кочмеса и Усы. Находка Н. А. Кулика (1918) на правом берегу р. Усы, в 5 км восточнее хребта Адак, в слое гравия среди поверхностных, ничем не прикрытых песков, окатанных раковин *Astarte borealis* Chem n. подтверждает это предположение. Эти морские отложения не могут быть отложениями бореальной трансгрессии, так как последняя далеко к югу не заходила. Вероятнее будет предположить, что здесь имела место более ранняя северная трансгрессия, приходившаяся на время первого новомежледниковья. Возраст вышележащей уральской морены должен быть отнесен к первому новомежледниковью.

Подтверждением такого заключения может служить соотношение между ледниковыми отложениями уральского оледенения и морскими слоями на северной оконечности Уральского хребта, к северу от горы Минисей и Константинова Камня, в описании А. В. Хабакова (1939 г.). Несколько севернее осовойской конечной морены, в обрывах возвышенности Наволок-Мыльк он описывает следующий разрез (сверху вниз):

- | | |
|--|-------|
| 1. Флювиогляциальные глинистые пески с массой мелкой гальки и валунов | 1,7 м |
| 2. Охристо-бурые и серые глинистые пески с морской фауной <i>Astarte banksi</i> Leach., <i>A. montagui</i> Dill., <i>Mya truncata</i> L. | 5,7 „ |

3. Неслоистые буроватые или желтовато-темные глины, вязкие, с редкими валунами и глыбами кремнистых сланцев, с пиритом, известняками и другими породами (морена)

10 м

Пески и глины с раковинами располагаются на высотах 146—150 м над уровнем моря. Принимая во внимание сублиторальный характер фауны, жившей примерно на глубине 50 м, А. В. Хабаков определяет поднятие местности до 200 м и относит фауну к бореальной трансгрессии. Но в приведенном им списке нет ни одной бореальной формы, а по высоте положения она находится выше, чем это можно было бы допустить для осадков бореальной трансгрессии, принимая во внимание эпейрогеническое поднятие, усиливающееся к северу, по направлению к Новой Земле. На последней, по данным Грэнли, интенсивное поднятие продолжается и по настоящее время, достигая 100 см в столетие. В направлении южного острова Новой Земли поднятие убывает.

Уменьшение поднятия должно распространяться также на Пай-Хой и к югу от него.

На Пай-Хое бореальная фауна встречается, по указанию большинства исследователей, на высотах до 120—200 м. Близ северной оконечности Полярного Урала, отстоящего от Пай-Хоя на 200 км, бореальные отложения должны были бы лежать ниже, чем на Пай-Хое, а, между тем, их положение здесь почти такое же, как на последнем.

Отсюда можно сделать вывод, что фауна, найденная на р. Осоевой, как по своему составу, так и по высоте залегания относится не к бореальной, а к более древней северной трансгрессии, которой на Пай-Хое соответствует фауна, отмеченная на 400 м абсолютной высоты.

Для определения возраста морены, подстилающей морские слон на р. Осоевой, имеет значение состав валунов, приводимых А. В. Хабаковым. Валуну состоят преимущественно из осадочных пород. Судя по этому признаку, морену можно отнести к новоземельскому леднику. Верхняя же морена уральского происхождения здесь отсутствует и замещена флювиогляциальными песками с галькой и валунами. Следователю, тут наблюдается такое же положение отложений уральского оледенения, как и на р. Кочмес: они лежат поверх осадков северной трансгрессии, подстилаемых, в свою очередь, новоземельской мореной среднего оледенения. Таким образом, устанавливается синхронность уральского 1-го нового оледенения со скандинавским и новоземельским 1-м новыми оледенениями, морены которых располагаются также поверх отложений северной трансгрессии.

Отложения 2-го новомежледниковья. К отложениям 2-го новомежледниковья относятся морские бореальные осадки и континентальные отложения.

Как видно из вышеприведенного разреза по р. Пезе, отложения бореальной трансгрессии залегают поверх скандинавской морены 1-го новоледниковья и перекрыты скандинавской мореной 2-го новоледниковья.

Еще лучше это можно видеть в нижнем течении р. Северной Двины, между селами Усть-Пинегой и Концегорьем. В обнажениях близ с. Усть-Пинеге, на правом берегу реки (сверху вниз), выходят следующие слои (по С. В. Яковлевой, 1956):

1. Глина красно-бурая, безвалунная, структурная, распадающаяся на мелкие отдельности и напоминающая по виду покровные глины 0,35 м
2. Морена желто-бурая, неплотная, отделяющаяся от вышележащей глины резкой границей; валунов сравнительно мало 1,9 "
3. Пески слоистые с *Tellina baltica* L.

Пески постепенно переходят в нижележащие более глубоководные глинистые осадки с *Yoldia hyperborea* (Lov.) Torell., *Y. arctica* Gray и *Tellina calcarea* Chemn.

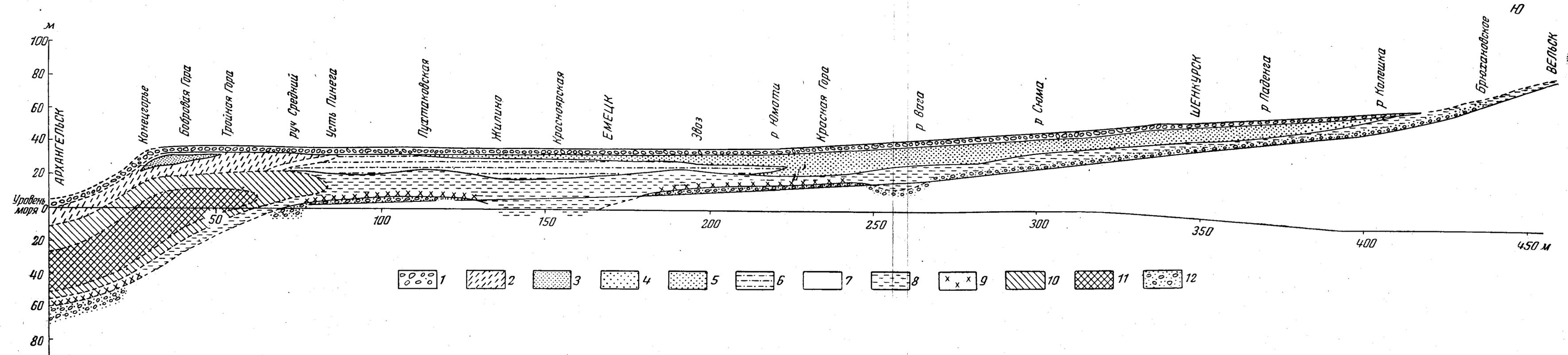


Рис. 81. Схематический стратиграфический профиль межледниковых отложений по рекам Северной Двине и Ваге (по М. А. Лавровой)

1 — верхняя морена; 2 — беломорская трансгрессия — слоистые пески с преобладанием *Tellina baltica*; 3 — беломорская трансгрессия — слоистые супеси и глины; 4 — беломорская трансгрессия — галечники; 5 — верхний горизонт бореальной трансгрессии — слоистые пески с бореальной фауной около устья р. Колешки; 6 — верхний горизонт бореальной трансгрессии — слоистые пески и супеси; 7 — погребенные торфяники; 8 — нижний горизонт бореальной трансгрессии — песчанистые глины; 9 — нижний горизонт бореальной трансгрессии — глинистые пески с бореальной фауной; 10 — нижний горизонт бореальной трансгрессии — слоистые супеси и глины с *Yoldia hyperborea*; 11 — нижний горизонт бореальной трансгрессии — глины с *Yoldia arctica*; 12 — нижняя морена

Книзу они сменяются глинами, содержащими бореальную фауну (*Astarte crebricostata* Forb., *A. borealis* Chemn., *Pecten islandicus* Müll., *P. groenlandicus* Sow., *Leda perna* Müll., *Cyprina islandica* L., *Mua truncata* L., *Cardium edule* L., *Vuccinum unatum* L. и др.

4. Морена красно-бурая, глинистая, с большим количеством валунов местных карбонатных пород 4,35 м.

5. Каменноугольный известняк. 1,6 „

Из 322 валунов, собранных С. В. Яковлевой из нижней морены, 45% принадлежит осадочным породам и 55% — кристаллическим.

Большое количество первых объясняется тем, что морена лежит непосредственно на каменноугольных известняках, которыми и обогащен валунный состав морены.

Среди кристаллических валунов преобладают валуны гнейсового состава — 9%, гранитного — 6% и кварцевого — 10%. По определению А. А. Полканова, среди них встречены: гранат-пироксеновый гнейс из западной части Кольского полуострова и микроклиновый пегматоид из Восточной Фенноскандии. Весь комплекс валунов свидетельствует о скандинавском происхождении морены.

Из 307 валунов, собранных С. В. Яковлевой в верхней морене, кристаллических было 84%, осадочных — 16%. Все кристаллические валуны, по определению А. А. Полканова, принадлежат породам Восточной Фенноскандии, Северной Карелии, западной части Кольского полуострова и Северо-Восточной Фенноскандии и, вероятно, северной части Кольского полуострова. Отсюда следует, что и верхняя морена также оставлена ледником скандинавского происхождения.

Нижняя морена должна быть отнесена к 1-му, а верхняя — ко 2-му новоледниковью; эти морены сопоставляются с моренами в бассейнах рек Мезени и Пезы. Разделяющие их морские бореальные отложения принадлежат ко 2-му новомежледниковью.

Бореальные отложения, развитые в нижнем течении р. Северной Двины, изучались В. П. Амалицким (1899), К. А. Воллосовичем (1900) и И. М. Покровской (1937), но наиболее подробное исследование их произвел от с. Конецгорья до устья р. Ваги М. А. Лаврова (1936). Продолжением нижнедвинского бореального бассейна к югу являются бореальные отложения в бассейне р. Ваги, где они были изучены Б. К. Лихаревым (1933). Строение бореальных отложений на этом пространстве видно из схематического профиля межледниковых морских отложений по рекам Северной Двине и Ваге, заимствованного из работы М. А. Лавровой (1936) (рис. 81).

Непосредственно на морене 1-го новоледниковья залегают глинистые пески и супеси, наиболее обильные бореальной фауной и содержащие такие теплолюбивые формы, как *Cardium paucicostatum* Beck, *Corbula gibba* Oliv., *Nassa reticulata* L., *Capulus hungaricus* L.

Выше этого горизонта располагается горизонт темно-серых песчаных глин (Малахов, 1934), фауна которых представлена по преимуществу арктическими формами — *Yoldia hyperborea* Lov., *Y. limatula* Say, *Y. tenticulata* Müll., *Y. arctica* Gray.

Еще выше следует горизонт желто-бурых слоистых супесей с глинистыми прослойками с *Yoldia hyperborea* Lov. Поверх этих слоев наблюдается линия размыва и на нее налегают слоистые пески с *Tellina baltica* L., *Vuccinum undatum* L., *Saxicava arctica* L. Этот горизонт М. А. Лаврова относит к следующей, беломорской трансгрессии, но самостоятельность этой трансгрессии не выявлена и относимый к ней горизонт может рассматриваться как своеобразная мелководная фация бореального моря.

В зоогеографическом отношении фауна, по данным М. А. Лавровой (1936), разделяется на следующие группы (в %): арктические формы —

13%, преимущественно арктические — 24,4, арктическо-бореальные и биополярные — 29,6, бореально-субарктические и бореальные — 27,8, теплолюбивые — 5,6.

Выше слоев «беломорской трансгрессии» изредка встречаются пресноводно-озерные осадки и ленточные глины, на которых непосредственно залегает верхняя морена 2-го новоледниковья.

По мере движения к югу внутрь страны сравнительно глубоководная фауна сменяется сублиторальной и литоральной. Среди морских межледниковых отложений бассейна р. Ваги во всех горизонтах встречаются бореальные формы моллюсков. Кроме того, среди морских отложений бассейна р. Ваги найдены прослойки автохтонных торфяников, свидетельствующих об изменениях береговой линии бореального бассейна.

Ниже приводится разрез на правом берегу р. Ваги ниже устья р. Колешки, описанный Б. К. Лихаревым, являющийся классическим для данного района:

1. Темно-бурая вязкая глина незначительной мощности.	
2. Желтовато-серые мелкозернистые пески	4 м
3. Тонкий прослой песка с раковинами морских моллюсков: <i>Hydrobia ulvae</i> Р е п п., <i>Cardium edule</i> L., <i>C. paucicostatum</i> Sow., <i>Cyprina islandica</i> L., <i>Macra elliptica</i> Brown, <i>Tellina (Macoma) baltica</i> L.	
4. Желтый мелкозернистый песок	2 „
5. Тонкий прослой песка с теми же раковинами, что и в слое 3.	
6. Зеленая вязкая глина, переслаивающаяся с желтым песком	0,5 „
7. Тонкий прослой серого песка, смешанного с глиной и галькой известняка; те же раковины, что и выше	0,1 „
8. Грязно-зеленая вязкая глина со следами растительных остатков	0,7 „
9. Прослой торфяной глины 0,05 м, местами раздувающийся до 0,4 м и переходящий в настоящий торф.	
10. Желтый песок	3,0 „
11. Плотная, неслоистая, вязкая, грязно-серая глина	1—2 „
12. Морена красно-бурая, твердая, грубая валунная глина с валунами верхнепермского известняка, кристаллического известняка, кремня, реже — кристаллических пород (до уреза воды)	около 2,0 „

Прикрывающей обнажение верхней морены в данном разрезе нет, но в соседних разрезах она присутствует, и нет никакого сомнения в залегании здесь между двумя моренами морских отложений бореального типа, названных Б. К. Лихаревым двинскими слоями.

Пыльцевая диаграмма всего разреза бореальных отложений у устья р. Колешки, составленная И. М. Покровской (1937), показала циклическое изменение характера древесной растительности, с максимумом пыльцы широколиственных древесных растений (дуб, граб, вяз, лещина) в слое верхнего торфа. Такая диаграмма указывает на более теплый климат 2-го нового межледниковья по сравнению с современным и свидетельствует о том, что отложения вашских морских слоев происходило в течение почти всего межледниковья.

Бореальные отложения с теплолюбивой фауной были встречены еще в истоках р. Моши С. М. Лукояновым (1941).

Абсолютная высота залегания бореальных отложений в бассейне Северной Двины и Ваги, согласно М. Н. Карбасникову (1937), колеблется от 10 до 55 м. Наибольшая высота их залегания (65 м) наблюдалась по р. Шилмуше (приток р. Покшеньги).

В восточной половине Северного края бореальные отложения известны на п-ове Канин (Ramsay, 1904, 1911), в Малоземельской тундре, в Большеземельской тундре (Краснов, 1940 г.; Ливеровский, 1933а) и на Пай-Хое (Иорданский, 1939).

Они залегают здесь большей частью также между двумя моренами, из которых верхняя принадлежит 2-му новому новоземельскому олед-

нению. В восточной части Большеземельской тундры и на Пай-Хое они не покрыты мореной; это указывает на то, что 2-ой новый ледник сюда не заходил. На Пай-Хое бореальные отложения лежат на абсолютной высоте 100—220 м.

Бореальные отложения располагаются в северной части материка, по соседству с океаном, и дальше 200—250 км внутрь страны не заходят. Они слагаются песками и глинами. Фаунистические остатки наблюдаются по преимуществу в песках. Из моллюсков преобладают арктические формы (46%), бореально-арктические (31%) и бореальные (15%). Наиболее распространенной формой является: *Cyprina islandica* L., реже *Pholas (Zirphaea) crispata* L. и *Maetra elliptica* Brown.

При описании бореальных отложений в бассейне р. Ваги отмечалось наличие автохтонных торфяников между морскими слоями (р. Колешка), указывающих на колебание прибрежной части бореального моря.

Я. Т. Богачев и Н. П. Малахова описали другое местонахождение континентальных отложений с растительными и животными остатками, возраст которого пока точно не установлен, но, по всей вероятности, он также относится ко 2-му новомежледниковью. Эти отложения находятся на правом берегу р. Ваенги (правый приток р. Северной Двины), на 107-м км от ее устья. Сверху вниз здесь обнажаются:

- | | |
|---|--------|
| 1. Песок светло-серый, мелкозернистый, с редкими мелкими гальками | 0,7 м |
| 2. Глина красная, плотная, неслоистая, с редкими валунами главным образом кристаллических пород — морена | 1,8 „ |
| 3. Песок серый, крупнозернистый, с небольшим количеством гальки, книзу переходящий в галечники, переслаивающиеся с галечниковыми песками | 2,7 „ |
| 4. Песок серый, мелкозернистый, с мелкой галькой | 0,1 „ |
| 5. Ленточные глины, представляющие собой переслаивание чрезвычайно тонких ленточек глины красноватого цвета с такими же тонкими ленточками серого песка и включающие редкие галечки кристаллических и осадочных пород, до 2—3 см в диаметре | 2,4 „ |
| 6. Глины и сланцеватые глины, внизу слоя несколько битуминозные, в сыром состоянии почти черные или синеватые, с темными пятнами, в сухом виде сероватые, а на периферии отдельностей красновато-бурого цвета. Во всем слое, особенно в средних его частях, встречается масса включений вивианита, достигающие иногда нескольких сантиметров в диаметре. Темные битуминозные сланцеватые глины переполнены остатками растений, раковинками моллюсков, насекомыми, фрагментами костей рыб и мелких млекопитающих | 2,5 „ |
| 7. Глины темные, песчаные, слоистые, без признаков битуминозности, нередко дающие неправильные отдельности. В них найдены редкие остатки плохо сохранившихся растений и раковин мелких гастропод и пеллеципод | 0,25 м |
| 8. Глины песчаные, с многочисленными продолговатыми темными синеватыми пятнами; при высушении приобретают светло-бурю окраску и становятся едва заметными. Снизу глины обогащаются песком и превращаются в глинистые пески, крупно- и неравнослоистые, сравнительно плотные, в сыром виде — серовато-синеватых тонов, в сухом виде — светло-серого цвета. Во всем этом слое обнаружена масса мелких пеллеципод и редкие гастроподы | 0,63 „ |
| 9. Глины песчаные, красновато-серые и серые, переслаивающиеся с однородными мелкозернистыми серыми песками, иногда несколько ожелезненными. В глинах и песках наблюдается резкая слоистость, причем толщина отдельных прослоев достигает 1,5—2 см. Пласт протягивается по обнажению на 10 м и затем уходит под уровень воды. В нем изредка попадаются осколки пеллеципод и гастропод. В нижних частях слоя на плоскостях напластования глин вместе с песком попадаются гальки до 0,5 см в диаметре | 3,0 „ |
| 10. Песок серый, мелкий (вскрыт бурением) | 1,0 „ |

Все пласты, начиная с 4-го, смяты в складки, падающие на юго-запад (198°) под углом 20°, причем отдельные прослои дают крупные флексуры, с довольно резким изгибом (слои 10). Смятие это связано, несомненно, с ледниковыми нарушениями, очень распространенными в районе. Общая наибольшая мощность разреза равна 17,08 м.

А. Н. Криштофович (1935) описал из слоя глины с углистыми прослойками и остатками листьев *Alnus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp. и папоротник *Woodwardia* cf. *rossneriana* Unger. На основании находки *Woodwardia*, ныне встречающегося на юге Европы, а в СССР констатированного лишь в ископаемом состоянии в третичных отложениях востока, А. Н. Криштофович датировал ваенгские слои как верхнетретичные (миоцен или плиоцен).

Я. Т. Богачев и Н. П. Малахова собрали здесь и другие органические остатки из этих слоев. Согласно Л. С. Бергу, найденные остатки рыб принадлежат колючеперым и карповым, напоминающим современные. А. В. Мартынов отнес остатки насекомых к семейству *Mycetophilidae* к виду *Boletina straeger* («возможно, что это современный или очень близкий к нему вид»). И. В. Даниловский определил следующие виды моллюсков: *Valvata piscinalis* Müll., *V. piscinalis* var. *antiqua* Sow., *V. pulchella* Studer, *V. cristata* Müll., *Pisidium convertus* Cles., *P. cassertanum* Poll., *P. globulare* Westerl., *Limnaea stagnalis* L., *Spiralina vortex* L., *Giraulus gredleri* var. *stromi* Westerl., *Bathymphalus contortus* L., *Aerolaxus lacustris* L., наземную *Sonitoides nitidus* Müll. Возраст, несомненно, четвертичный. Зарастающий бассейн с притоком в него свежей воды.

В. С. Порецкий составил следующий список определенных им диатомовых: *Melosira arenaria* Moore, *M. sulcata* (Ehr.) Ktz., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Gr., *Gyrosigma attenuatum* (Ktz.) Rabn., *Amphora ovalis* var. *pediculus* Ktz., *Meridion circulare* Ag.

2-е новое оледенение. К отложениям 2-го новоледниковья принадлежит моренный горизонт, который в литературе известен как вюрмский (Мирчинк, 1935а; Лаврова, 1936) или «московский» (Яунпутнис, 1934).

Стратиграфическое положение этого горизонта определяется его залеганием на осадках бореальной трансгрессии и синхронных им континентальных образованиях. Он складывается из отложений как скандинавского, так и новоземельского ледников.

Морена, оставленная скандинавским ледником, занимает западную половину Северного края. Она представлена красно-бурым суглинком от 1 до 5 м мощности, утолщающимся во впадинах и в конечных моренах до 10—30 м. Валунуны в морене принадлежат породам Кольского полуострова, Восточной Финляндии и Карелии. Руководящими валунами являются нефелиновые сиениты хибинского типа, палеобазальты Ветреного пояса, беломорские гранатовые гнейсы, оливинитовый метадиабаз из Восточной Финляндии и Карелии.

Область распространения скандинавской морены, оставленной 2-м новым ледником, значительно меньше области распространения морены 1-го новоскандинавского оледенения. Точно установить границу распространения ледника 2-го новоледниковья вследствие малой исследованности четвертичных отложений Северного края еще не представляется возможным. Восточная граница этого оледенения может быть примерно проведена от с. Плесса на р. Волге, через водораздел между реками Ёгом, Унжой и Сухоной, затем западнее г. Великого Устюга, к конечным моренам между реками Уфтюгой и Яренгой, западнее с. Разгорта на р. Мезени, а отсюда на конечноморенный ландшафт на р. Кыме и к нижнему течению р. Пезы.

Основанием для такого установления границы 2-го нового оледенения является нахождение к востоку от нее обширного пространства флювиогляциальных, древнеаллювиальных и озерноаллювиальных отложений бассейна р. Мезени, слагающих типичное полесье. С другой стороны, на своем северном конце, по р. Кыме, конечноморенная гряда

этого оледенения налегает на бореальные отложения, которые восточнее, в бассейне р. Пезы и по р. Вашке, выходят из-под морены, свидетельствуя, таким образом, о том, что сюда 2-й новый ледник не заходил (Рудовиц, 1940 г.).

Новоземельский ледник во время 2-го нового оледенения снова надвинулся на Европейский материк, но распространился здесь очень мало, заняв только частично самые северные части Русской равнины. Существование этого ледника устанавливается на основании исследований И. И. Краснова, В. М. Янковского, Ю. Л. Рудовица и А. А. Корчагина.

И. И. Краснов (1937 г.) нашел в северо-западной части Большеземельской тундры, на Вангурейском полуострове и на мысе Еней, совершенно свежий холмистый моренный ландшафт с множеством озер. К юго-западу от Енея и Вангурея протягивается хорошо выраженная конечноморенная гряда, окружающая с юга бассейн р. Куи и приустьевую часть р. Печоры до ручья Саптияга.

Далее эта гряда загибается к северо-западу, переходя на левый берег р. Печоры, а отсюда в Малоземельскую тундру. На всем этом пространстве конечноморенная гряда очерчивает ледниковый язык, проникавший на материк по впадине приустьевой части р. Печоры. Внутри этого ледникового языка располагаются другие конечные морены, соответствующие стадиям его отступания.

С востока и юга конечноморенная гряда во многих местах сопровождается зандрами. К западу от Вангурея таковые указывает В. В. Коперина (1933), в области верховьев рек Лаи и Шапкиной — Е. П. Бойцова (1939 г.).

Возвышенности Вангурея и Енея, достигающие 200 м абсолютной высоты, слагаются, как и вся эта местность, по И. И. Краснову, двумя горизонтами морен. В нижней морене все валуны представлены верхнесилурийскими и верхнедевонскими породами Новой Земли. В верхней морене, особенно в северной части Вангурея и Енея, валуны преимущественно новоземельского происхождения. Оба горизонта морен отделяются друг от друга морскими слоями с фауной, отвечающей бореальной трансгрессии (*Cyprina islandica* L., *Neptunea despecta* L., *Bicunum undatum* L.).

Восточнее Вангурея, в области Хайпудырской губы и далее к востоку к р. Кортаихе, отложения бореальной трансгрессии выходят непосредственно на поверхность без моренного покрова. Местность здесь имеет равнинный характер с террасами (Ю. А. Ливеровский, 1933а). Все это говорит о том, что последний новоземельский ледник далеко на восток не распространялся.

К западу от р. Печоры в Малоземельской тундре, по данным В. М. Янковского (1937 г.), наблюдаются также две морены, разделенные отложениями бореальной трансгрессии. Валуны в верхней морене в преобладающем количестве новоземельского происхождения; лишь изредка встречаются валуны, которым можно приписать происхождение с Кольского полуострова.

По всей Малоземельской тундре широко развиты моренные холмистые ландшафты и гряды конечных морен.

Формы ледниковых отложений совершенно свежие и сочетаются с массой озер. Направления гряд конечных морен северо-западное, северо-восточное и широтное. Некоторые из конечных морен имеют дугообразную форму, обращенную выпуклостью к югу (хребет Кутикой).

Ближе к Тиману конечные морены принимают направление, параллельное тиманским возвышенностям, т. е. северо-западное. В общем же

и среди малоземельских моренных гряд наблюдается то же расположение, что и в Большеземельской тундре, — в форме цепей, изгибающихся к югу.

Южнее Малоземельской тундры располагается обширная низменная равнина, прорезанная р. Сулой. Во многих местах в этой равнине выходят ленточные глины, что указывает на то, что сульская низменность была дном приледникового бассейна. Сульское озерное расширение возникло перед краем последнего новоземельского ледника от разлива вод р. Печоры, которая, будучи подпружена в своей устьевой части ледником, устремилась на запад в бассейн р. Сулы и разлилась здесь в обширное озеро.

На Тимане граница ледника поднималась несколько севернее и затем, обойдя Тиман, спускалась по западную его сторону к югу, в бассейн р. Пезы, где следы последнего новоземельского ледника были описаны Ю. Л. Рудовицем (1940 г.). Им найден в 35 км к северу от среднего течения р. Пезы, в местности Керг-озера. Борового озера, оз. Корос пояс краевых ледниковых образований из холмистого моренного ландшафта, конечноморенных гряд, камов и зандров. Валуны, содержащиеся в морене, относятся либо к осадочным породам, либо к породам метаморфической свиты Северного Тимана. Валунув западного происхождения не обнаружено.

К югу от области конечноморенных образований располагается зандровое поле, которое на севере примыкает к конечноморенным холмам, а на юге, около с. Мосеевского, подходит к р. Пезе, образуя здесь IV террасу, поднимающуюся над рекой на 35—40 м. Все эти образования (по Ю. Л. Рудовицу) созданы во время последнего оледенения ледником, двигавшимся с северо-востока, т. е. с Новой Земли.

Западнее, вниз по р. Пезе, конечные морены были описаны А. А. Корчагиным (1937), а также М. А. Спиридоновым и С. В. Яковлевой (1961); к северу от этой реки, в области р. Выжлецы, хорошо выраженные гряды в 80 м высотой, сложенные галечником с валунами, протягиваются на 40 км в север-северо-западном направлении. К югу от них, к р. Пезе, располагаются хорошо выраженные зандры.

Конечные морены, протягивающиеся из Большеземельской в Малоземельскую тундру, затем на Тиман и в область Чешской депрессии, образуют гирлянду из дуг, обращенных выпуклостями к югу, с подбором на Тиманском хребте. В общей сложности они очерчивают край ледника, шедшего с Новой Земли и вдававшегося в материк по бухтам и заливам Северного Ледовитого океана. Южнее гирлянды конечных морен местами располагались зандры (Пезское полевье), а местами в силу подпруды льдом — плотинные озера (Сульское озеро).

Залегание морены 2-го новоземельского ледника во многих местах поверх бореальных морских осадков свидетельствует о стратиграфической самостоятельности этого оледенения и о его синхронности со 2-м скандинавским ледником, морена которого также покоится на бореальных осадках.

Уральский ледник 2-го новоледниковья. Целый ряд исследователей указывают на то, что, кроме покровного оледенения, Полярный и Северный Урал испытал еще долинную фазу оледенения.

О. О. Баклунд (19116) не говорит определенно о наличии двух оледенений Полярного Урала, но тем не менее считает факт существования «двух различных уровней ледникового действия никакими другими процессами, кроме как ледниковыми, необъяснимым». В этих словах можно видеть шаг к признанию двух оледенений Урала, которое более определенно было высказано позднее А. В. Хабаковым (1939 г.). Последний описывает в Полярном Урале два оледенения или по крайней

мере две существенно различные фазы оледенения, обладавшие неодинаковой силой. Более древнее оледенение было покровным, более молодое — долинным (долинная фаза). В. М. Янковский (1940 г.) уже вполне определено, без всяких оговорок, говорит о двух оледенениях Уральского хребта.

Все эти исследователи утверждают, что первое оледенение было покровным, а второе — долинным, не выходящим за пределы хребта. На окраинах хребта с той и другой стороны долинное оледенение оставило зандры, расположенные по подножию гор и вытянутые параллельно хребту полосой в меридиональном или близком к нему направлении. Внутри хребта это оледенение резко выражено морфологически в виде глубоких следов выпавивания, оставленных ледниками различных типов: сетчатовидными, дендритовидными, сквозными долинными, мульдowymi, висячими и каровыми. Многочисленные конечные морены, отложенные как при окончании трогов, так и внутри их, говорят о нескольких стадиях отступления ледников.

Судя по широте и глубине трогов, по существованию вложенных трогов, широко расставленных границ сглаживания, по мощности конечных морен и сопряженных с ними зандров, эта долинная фаза, или оледенение, была очень продолжительной. В настоящее время еще нет палеонтологических данных для отделения его от предшествующего покровного уральского оледенения и морфологически оно еще не изучено настолько, чтобы говорить вполне определено о самостоятельности долинного оледенения Урала. Но вряд ли можно сомневаться в том, что все это будет сделано в ближайшем будущем и что долинное оледенение Урала будет выделено как 2-е новое оледенение этого хребта.

3-е новое межледниковье и 3-е новое оледенение. Отложения 3-го нового межледниковья и 3-го нового оледенения хорошо представлены к югу от Северного края, в Валдайской гряде, где они выражены межледниковыми озерно-аллювиальными отложениями с торфяниками, содержащими бразениевую флору, и лежащей поверх межледниковых отложений мореной. Последняя слагает обширную Валдайскую моренную грядку.

Валдайская конечноморенная гряда к северу суживается и местами прерывается, но хорошо прослеживается к востоку от г. Тихвина, к югу от Онежского озера, далее через Ковжозеро, затем переходит в пределы Северного края и протягивается здесь через Кенозеро, Ундозеро к Бирючевским порогам на р. Онеге. В этой части гряда не имеет сплошного распространения и разбивается на отдельные участки, из которых наиболее хорошо выражены конечные морены у Кенозера и Ундозера. К юго-востоку от этих гряд простирается равнина, образованная зандровыми песками и озерно-аллювиальными отложениями.

Возможно, что к этой же гряде надо отнести конечные морены у станций Коноши и Нядомы Архангельской железной дороги, которые можно рассматривать как раздваивание главной гряды на отдельные ветви, подобно тому, как южнее от Валдайской гряды ответвляется Осташковская конечноморенная гряда. Слагается гряда маломощными красновато-бурыми валунными суглинками с валунами северо-западного происхождения.

На р. Онеге, у Бирючевских порогов, по рекам Сомбё и Кожине, Н. И. Толстихин (1924) наблюдал под этой мореной на абсолютной высоте около 80—100 м серию морских отложений из песков, иногда перемежающихся с прослойками аллохтонного торфа. Поверх морских отложений местами залегают пресноводные песчаные отложения с раковинами пресноводных моллюсков и линзами с растительными остатками. Мощность морских слоев достигает 10 м, а пресноводных — 11 м.

Исследовавший эти образования Н. И. Апухтин (1940 г.) обратил внимание на то, что фауна, встреченная в морских слоях, очень бедна и совсем не содержит теплолюбивых лузитанских форм, свойственных бореальным отложениям на реках Северной Двине и Ваге¹. Бореальные моллюски представлены лишь *Cyprina islandica* L. и *Cardium edule* L., которые и теперь живут в Баренцевом море. Эта фауна резко отличается от фауны той же местности в истоках р. Моши, где под нижней мореной найдены морские слои со значительным количеством морских моллюсков, среди которых много бореальных форм и отдельные лузитанские: *Corbula gibba* Oliv., *Nassa reticulata* L. и др. (С. М. Лукьянов, 1941).

Последние слои можно параллелизовать с отложениями бореальной трансгрессии р. Северной Двины, а морские слои, лежащие выше, между нижней и верхней мореной, должны быть отнесены к другой, более поздней трансгрессии, которую Н. И. Апухтин назвал онежской и отнес к молого-шекнинскому межледниковью. Морена, прикрывающая верхний морской горизонт, по общему облику и составу валунов подобна верхней морене бассейна р. Онеги.

К западу и северо-западу от Кенозера и Бирючевских порогов верхняя морена, по данным Н. И. Апухтина, пользуется широким распространением в Карелии; к юго-востоку и востоку выклинивается, переходя во флювиогляциальные отложения.

Правильность проведения такой границы 3-го нового оледенения, по мнению Н. И. Апухтина, подтверждается наличием к югу от нее морской реликтовой фауны, сохранившейся в водах Кенозера со времени онежской трансгрессии. Еще в прошлом столетии И. С. Поляков обнаружил в этом озере морских ракообразных: *Gammarus canceoloides* и *Mysis relicta*. В 1938 г. М. Н. Карбасников нашел здесь, кроме этих форм, еще реликты *Limnocalanus macrurus*, *Pontoporeia affinis* и *Pallasea quadrispinosa*. Эти реликты могли сохраниться в водах Кенозера только в том случае, если оно не покрывалось последним оледенением. Кроме того, М. Н. Карбасников нашел здесь при устье р. Кены остатки морской фауны, не прикрытые мореной.

К северу и северо-востоку от Бирючевских порогов следы самой мощной на Русской равнине моренной гряды, получившей название «Главного конечноморенного пояса», прерываются. Можно думать, что здесь ледниковый покров спускался непосредственно в море. Об этом говорит большое количество встречающихся здесь камов и сильно промытый состав разрозненных останцов конечных морен. Так, например, очень хорошо морфологически выраженная конечная морена у с. Шелексы вся сложена из валунного гравия, напоминая и по составу и по форме Салпауссельку. Ее продолжение к северу в виде разрозненных бугров представляет скопление крупных окатанных валунов с явными следами обработки водой.

За северное окончание Валдайской конечноморенной дуги может быть принят краевой пояс, пересекаемый Архангельской ж. д. между ст. Тундра и с. Холмогоры и р. Северной Двиной — между селами Сия и Ракулой, что подтверждается наблюдениями В. Г. Легковой (1961).

Следы 3-й новой морской трансгрессии (онезской) встречаются и в других частях Северного края. К ней должны быть отнесены образования, выстилающие почти всю поверхность Канина полуострова. Еще

¹ Производившая в последние годы изучение фауны из морских слоев в районе Бирючевских порогов Э. И. Девятова (1961) обнаружила в них и некоторые более теплолюбивые виды. — Прим. ред.

Ф. Н. Чернышев и К. Гревингк (1891) устанавливали морское происхождение отложений, развитых на поверхности п-ова Канин. Но это мнение было опровергнуто В. Рамсеем (Ramsay, 1904, 1911). Последующие исследования В. П. Кальянова и В. П. Андросовой (1933), а затем К. К. Воллосовича и А. Н. Александровой (1939 г.), Е. М. Люткевича (1948а), восстановили представление о покрытии морем Канина полуострова после исчезновения здесь ледника. Согласно данным этих исследователей в позднеледниковое время большая часть Канина была занята морским бассейном, доказательством чего служат террасы, содержащие обильную морскую фауну. Наивысшие террасы, обогащенные детритом из тонкостенных раковин морских пелеципод (*Tellina*), располагаются в северной части полуострова на высоте 200—210 м. Но если даже допустить, что обломки раковин, встречающиеся на этой высоте, находятся во вторичном залегании и вымыты из заключавшей их некогда морены, то уже на высотах ниже 140 м вся поверхность Канина террасирована и содержит многочисленную хорошо сохранившуюся фауну моллюсков, среди которых присутствуют и бореальные формы: *Cyprina islandica* L., *Cardium edule* L., *C. elegantulum* (Besk), *Macra elliptica* Brown и др. По мнению К. К. Воллосовича, характер рельефа на высоте 80 м не оставляет сомнения, что здесь имеет место абразионная поверхность. Морские отложения лежат выше ледниково-морских осадков 2-го нового оледенения, отложенных в море новоземельским ледником. Исследователи называют эти отложения позднеледниковыми (К. К. Воллосович) и послеледниковыми (Е. М. Люткевич). Однако они могут называться позднеледниковыми только по отношению к оледенению самого Канина полуострова. В действительности же они являются древнее позднеледниковой трансгрессии с *Portlandia* на Кольском полуострове, так как береговые линии последней к востоку снижаются и у Канина полуострова должны лежать ниже современного уровня моря (Ramsay, 1911). Следовательно, позднеледниковая трансгрессия на п-ове Канин, располагающаяся на высоте до 140 м и более, будет древнее позднеледниковой трансгрессии Кольского полуострова и должна быть отнесена не к позднеледниковому времени, а к третьему новомежледниковью. Морфологические элементы этой трансгрессии сохранились хорошо потому, что последующий скандинавский ледник — времени 3-го новоледниковья — до Канина полуострова не простирался, а новоземельский ледник этого времени, если таковой существовал, на Канин полуостров не заходил.

Ко времени этой же третьей новой трансгрессии надо отнести абразионный террасовый уступ в коренных породах и расположенный под ним береговой вал с морской фауной на абсолютной высоте 120 м, найденные Г. А. Черновым (1940 г.) в северной оконечности Тимана, «позднеледниковую» трансгрессию до высоты 65—70 м на о-ве Колгуев (Рудовиц, 1939 г.), «позднеледниковую» трансгрессию с высотой в 50—60 м в приустьевой части Печоры (Горбатский, 1935б), террасы с высотой в 50 м в Хайпудырской губе, «позднеледниковые» отложения и террасу на высоте 70—80 м в Пай-Хое (Дементьев, 1935) и на о-ве Вайгач — с высотой до 100 м.

Из такого расположения террас 3-й трансгрессии (онежской) видно, что она захватила лишь береговую часть Северного края и по своим размерам была значительно меньше бореальной трансгрессии.

4-е новомежледниковье и новое оледенение. Большая часть отложений 4-го новомежледниковья и ледниковья находится к западу от Северного края, в пределах Ленинградской области и Карелии. К ним относятся морские слои и прикрывающая их морена на р. Мге, в окрестностях г. Ленинграда (на Карельском перешейке), по побережью Фин-

ского залива и Ладожского озера и в Карелии (Повенчанка, Выгозеро, Водлозеро и др.).

О времени и характере этих отложений еще нет определенно установленного взгляда. До посещения Мгинского разреза членами 2-й конференции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода в 1932 г. большинство советских геологов считало мгинские слои межледниковыми и сопоставляло их с бореальными отложениями Северной Двины. Во время осмотра этих отложений членами конференции вопрос о возрасте и характере их подвергся обсуждению, и большинство пришло к заключению, что в мгинских морских слоях следует видеть отложения не межледниковые, а межстадиальные. Однако Г. Брандер (G. Brandner, 1937), проделавший ряд пыльцевых анализов по определению диатомей и спикул губок из мгинских морских слоев, высказался за их межледниковый возраст, соответствующий веку португалии в эльблонгских глинах. В. Занс (Zans, 1936) также отнес мгинские слои к последнему межледниковью и сопоставил с ними сделанные им в Латвии находки морской фауны. Он параллелизует эти отложения с отложениями земской трансгрессии на западе и бореальными отложениями Северной Двины. К такому же выводу недавно пришла О. М. Знаменская (1959).

Прослеживание морены, прикрывающей морские мгинские отложения в Ленинградской области и Карелии, показало, что эта морена не заходит далеко на восток и оканчивается в западной части Ленинградской области и в восточной части Карелии. Из этого следует, что ее нельзя сопоставить с мореной, прикрывающей бореальные слои на Северной Двине; поэтому и мгинские морские слои не синхронны бореальной трансгрессии. Это подтверждается также отличием фауны мгинских слоев от фауны бореальной трансгрессии.

Исходя из того, что: 1) растительные остатки в мгинской межморенной толще, равно как и в эквивалентных морских отложениях Карелии, свидетельствуют о циклической смене климата во время ее отложения от более холодного к более теплему и опять к более холодному; 2) во время климатического оптимума здесь произрастала растительность, несвойственная данной местности в настоящее время (дуб, липа, вяз, граб); прилагая критерии для установления межледниковий, предложенный Ваншаффе и принимаемый в настоящее время большинством геологов, можно признать, что мгинские слои представляют межледниковые отложения. Их следует отнести к 4-му новомежледниковью, а прикрывающую их морену — к отложению 4-го новоледникового века.

При этом не следует смущаться незначительным распространением 4-го нового оледенения и малой мощностью осадков 4-го новомежледниковья, так как весь ход четвертичной истории в Северном крае указывает на постепенное уменьшение ледниковых и межледниковых веков, по мере перехода от более древнего к более новому времени. Малые размеры во времени и пространстве последнего 4-го нового оледенения вполне соответствуют его положению в конце затухания ледниковых явлений. Оно, может быть, даже не является самым последним этапом в истории оледенений, так как современная эпоха, вероятно, является тоже межледниковьем, после которого должно последовать новое оледенение.

В Северном крае к отложениям 4-го новомежледниковья и оледенения могут быть отнесены прекрасно образованные конечноморенные дуги по берегам Онежского залива, на Онежском полуострове и по берегам юго-западной и южной частей Двинского залива. Эти конечноморенные дуги, состоящие из холмистых моренных ландшафтов и гряд

конечных морен, очерчивают ледниковые языки, вдававшиеся по Онежскому и Двинскому заливам во время 4-го нового оледенения.

Отложения этих ледниковых языков были подробно изучены М. А. Лавровой (1931, 1933) и Э. А. Кальберг (1940). Последняя дает для юго-западной части Двинской конечноморенной дуги следующий разрез (р. Лая):

- IV¹g¹ — пески желтые, пылеватые, крупнозернистые, с галькой и валунами;
- III²g¹ — глина бурая, валунная, комковатая, сильнопесчаная (морена);
- III¹g¹ — песок крупнозернистый, гравийный, темный, книзу переходящий в черный; песок желтый, мелкозернистый;
- III^ag¹ — глина серая, сильнопесчаная, комковатая с обломками раковин и большим количеством валунов с острыми гранями главным образом местных пород (морена);
- III^m — песок желтый, зеленоватый, глинистый, очень непостоянный по мощности; глина серая, мягкая, пластичная, тонкозернистая, с небольшим количеством гальки главным образом местных пород; встречается обильная фауна;
- II^g — глина серо-сизоватая, песчаная, комковатая; содержит много гальки и валунов местных пород (морена);
- C — коренные породы до уреза реки.

По направлению к западу характер напластований несколько изменяется. Нижняя морена II^g и морские бореальные глины, унесенные отсюда последующими наступлениями ледника, выпадают из разреза. Из серии верхнеледниковых отложений исчезает затем и нижний горизонт морены III^ag¹; он замещается слоем галечников с валунами мощностью до 5—6 м, залегающим часто непосредственно на коренных породах.

Э. А. Кальберг сопоставляет эту нижнюю морену с нижней мореной на Северной Двине, а серую глину с морской фауной приравнивает к нижнему отделу бореальных отложений на Северной Двине. Два вышележащих горизонта моренных отложений, разделенных межморенной песчано-галечниковой толщей, она относит к стадиям последнего оледенения, причем нижний из моренных горизонтов отлагался, по ее мнению, в морской воде, а верхний представляет собой континентальное образование.

Фауна, найденная в морских серых глинах между мореной II^g и мореной III^ag¹, состоит в основном из арктических и арктическо-бореальных форм: *Tellina (Macoma) calcarea* Chernp., *Astarte crenata* var. *crebricostata* Andg. et Forb., *Saxicava arctica* L., *Leda pernula* Müll., *Yoldia arctica* Gray. Бореальные формы, представленные *Neptunea despecta* L. и *Mactra elliptica* Brown, встречаются очень редко и в немногих местах. Такой состав фауны противоречит параллелизации этих глин с глинами Северной Двины, содержащими много бореальных моллюсков (до 27%) и теплолюбивые лузитанские формы.

Это заставляет поставить под сомнение отнесение морских отложений побережья Двинского залива к бореальной трансгрессии. Вероятнее думать, что здесь имеются отложения третьей новой трансгрессии с более холодолюбивой фауной, чем фауна бореальной трансгрессии. В связи с этим встает вопрос и о моренах, подстилающих и прикрывающих морские отложения в побережьях Двинского залива. Нижняя морена здесь может отвечать верхней, а не нижней морене Северной Двины, т. е. относиться ко 2-му, а морена, прикрывающая морские слои в Двинском заливе, как лежащая поверх отложений 3-го новомежледникового, — к 3-му новому ледниковому веку, с чем хорошо согласуется ее полуморское происхождение, как это было выше указано для северной оконечности этой конечноморенной гряды.

Межморенные слои, отделяющие среднюю морену III_г¹ от верхней III_г¹, могут быть как флювиогляциального, так и морского происхождения. Н. И. Апухтин сообщает (1948), что Э. А. Кальберг было найдено на восточном берегу Онежского полуострова в песках под слоем верхней морены III_г¹ большое количество морских моллюсков с сомкнутыми створками. К такого же рода образованиям, по-видимому, принадлежат залегающие к западу от устья р. Онеги в с. Ворзогорах слоистые пески с обломками раковин морских моллюсков, прикрываемые основной мореной и описанные М. А. Лавровой (1931).

Не исключена возможность, что в этих отложениях можно видеть даже не образования онежской трансгрессии, а морской осадки 4-го новомежледниковья, непосредственно прикрытые мореной 4-го нового оледенения, во время которого существовали ледниковые языки в Онежском и Двинском заливах. Образованиями этих ледниковых языков являются прекрасно выраженные дуги конечных морен, расположенные на юго-западном берегу Онежского залива и по обеим сторонам Онежского полуострова. В противоположность морене 3-го новоледниковья морена 4-го новоледниковья является образованием континентальным.

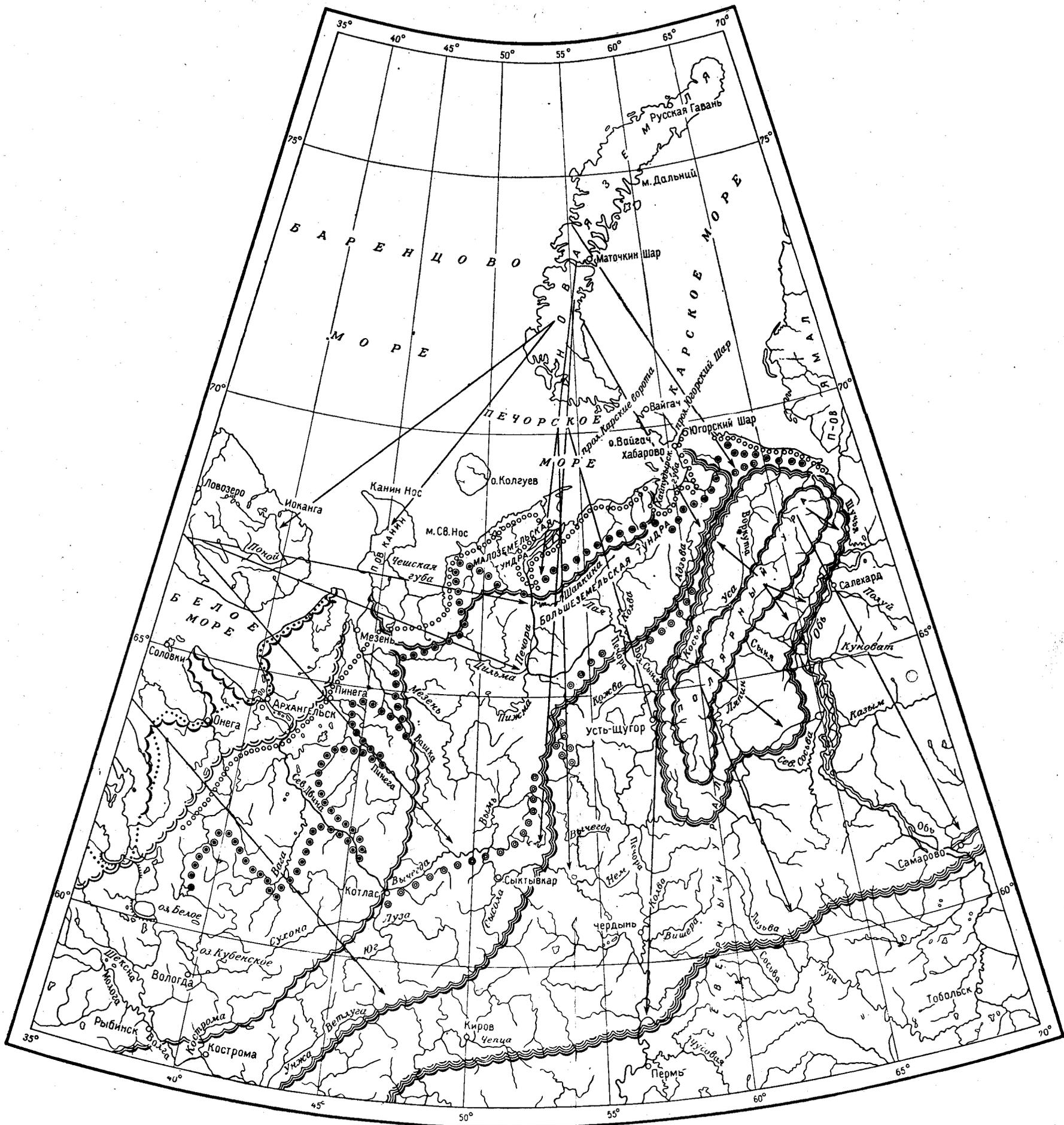
К отложениям 4-го нового оледенения надо отнести верхнюю морену, которая располагается вплоты к основанию Беломорско-Кулойского уступа, проходящего вдоль юго-восточного берега горла Белого моря. По Я. Д. Зеккелю (19396), эта морена лежит на отложениях межледниковой трансгрессии с *Astarte borealis* Chemn., *A. compressa* L., *Pecten islandicus* Müll., *Panopea norvegica* Spengl., *Cyprina islandica* L., *Mya truncata* L., *Buccinum undatum* L., *Neptunea despecta* L., *Tellina calcarea* Chemn., *Saxicava arctica* L. Эта фауна носит субарктический характер. Она содержит только три бореальные формы; отсутствуют теплолюбивые моллюски. На этом основании эту толщу нельзя считать определенно отложением бореальной трансгрессии, так как по составу фауны она может быть образованием третьей или четвертой новых трансгрессий.

В верхней морене валуны представлены зелеными девонскими песчаниками, гнейсами, гранитами, диабазами, сланцами (Кальберг, 1940а). В Ворзогорах, кроме этих пород, встречены в большом количестве валуны нефелинового сиенита, кварцитов, красного песчаника, габбро и брекчии (Лаврова, 1933). Такой состав валунов показывает, что ледник распространился с Кольского полуострова из Хибинского центра оледенения, двигаясь в юго-восточном направлении (рис. 82).

Прежде чем перейти к рассмотрению более молодых позднеледниковых и послеледниковых (современных) отложений, необходимо отметить, что после того, как изложенная выше стратиграфическая схема была выработана, в печати появилось несколько работ, посвященных четвертичным отложениям описываемой территории. В некоторых из них приводятся данные и выводы, в общем согласующиеся со стратиграфическими представлениями, изложенными выше. Другие авторы, наоборот, придерживаются иных взглядов.

Наибольшие разногласия возникают по вопросу о количестве оледенений, имевших место на Севере.

Г. П. Софронов (19446) описывает для Воркутинского района Большеземельской тундры отложения двух моренных горизонтов, из которых нижняя морена, достигающая 100 м мощности, относится им к днепровскому оледенению, а верхняя — к валдайскому (по схеме И. П. Герасимова и К. К. Маркова, 1939). Наблюдения Г. П. Софронова совершенно верны, но, сделанные для сравнительно небольшой территории, они не исчерпывают всего количества моренных горизон-



0 100 200 300 км

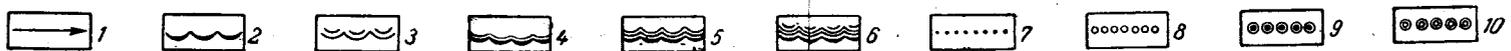


Рис. 82. Схематическая карта разноса ледниковых валунов, границ оледенений и четвертичных трансгрессий в Северном крае

1 — главные направления разноса ледниковых валунов; 2 — граница оледенения в новоледниковье 4; 3 — граница оледенений в новоледниковье 3; 4 — граница оледенений в новоледниковье 2; 5 — граница оледенений в новоледниковье 1; 6 — граница оледенения в среднеледниковье; 7 — трансгрессия IV (мгнская); 8 — трансгрессия III (онежская); 9 — трансгрессия II (бореальная); 10 — трансгрессия (северная)

тов, имеющихся в Большеземельской тундре. Кроме того, схема И. П. Герасимова и К. К. Маркова, которой он пользуется, в настоящее время является устаревшей.

В. В. Ламакин (1948) ставит в упрек С. А. Яковлеву, что он, придерживаясь ранее взгляда о трех оледенениях, вскоре начал насчитывать их шесть. Однако такая эволюция взглядов представляется вполне закономерной. За последние десятилетия было получено так много новых фактических материалов, что они не укладывались в старые схемы и требовали выработки новых концепций.

В основных своих взглядах В. В. Ламакин близок к вышеупомянутым. Он признает для северо-востока Русской равнины четырехкратное оледенение и три межледниковые эпохи: одну между древним и максимальным оледенением, представленную континентальными отложениями, вторую — между максимальным и первым постмаксимальным, выраженную северной трансгрессией, и третью — между первым постмаксимальным и вторым постмаксимальным, представленную как морскими образованиями бореальной трансгрессии, так и континентальными слоями.

К аналогичным взглядам на количество моренных горизонтов и на характер разделяющих их трансгрессий пришел в результате своих исследований на Тимане Ю. Л. Рудовиц (1947).

Троекратное оледенение Большеземельской тундры хорошо обосновывается в работе Г. А. Чернова (1947), который устанавливает здесь три горизонта морены. Между двумя нижними залегают, по его мнению, бореальные отложения, а между средним и верхним — образования, более молодые, чем бореальные.

Иной разрез четвертичных отложений для Печорского бассейна дает И. И. Краснов (1947), различающий здесь лишь два моренных горизонта, отделенных один от другого морскими и континентальными отложениями. Первые из них он, основываясь на определении фауны, сделанном М. А. Лавровой, относит к бореальной и, возможно, беломорской трансгрессии. Анализируя собранные и обработанные материалы И. И. Краснова, С. А. Яковлев, как выше было указано, интерпретировал их несколько иначе, чем И. И. Краснов.

Значительно отличаются от взглядов, развиваемых в данном очерке, воззрения М. А. Лавровой (1949). М. А. Лаврова пришла к заключению, что в Нижне-Печорском районе развито только два горизонта морены. Верхний из них относится к последнему, валдайскому оледенению и отложен ледником, пришедшим с Новой Земли. Нижний горизонт морены принадлежит ко времени предпоследнего, или максимального, оледенения — днепровского — и сложен мореной скандинавского (кольского) происхождения. Моренные горизонты отделены друг от друга мощной толщей межледниковых отложений, представленных осадками бореальной и беломорской трансгрессий, аналогичных трансгрессиям на Северной Двине.

Относительно верхней морены, хорошо сохранившейся геоморфологически в виде холмистых ландшафтов и дуг конечных морен, опоясывающих в форме гирлянды северные части Большеземельской и Малоземельской тундр, у М. А. Лавровой нет расхождения с другими исследователями — всеми эта морена признается за образование последнего новоземельского ледника.

Предпоследнюю морену максимального оледенения М. А. Лаврова видела только в одном месте на р. Суле, по соседству с Тиманом. Здесь эта морена лежит непосредственно на коренных породах, содержит валуны с Тимана и Кольского полуострова и поэтому является мореной скандинавского ледника. По нижней Печоре М. А. Лаврова

этой морены не наблюдала, и считает все находки ее в этой местности, сделанные Амалицким, Григорьевым и Красновым, ошибочными (они приняли за морену морские отложения с валунами, занесенными плавающими льдинами). Но если даже признать такое объяснение М. А. Лавровой правильным, то все-таки нельзя отрицать существования морены максимального оледенения в Печорской низменности, где все исследователи описывают ее как континентальную. Точно так же и в бассейне р. Вычегды, где приходилось видеть эту морену мощностью 30—50 м, нельзя сомневаться в ее существовании. Всюду эта морена явно новоземельского происхождения, так как содержит валуны новоземельских пород с характерными для них окаменелостями; обогащается морена валунами уральских и пай-хойских пород только вблизи Урала и Пай-Хоя.

Но если эта морена новоземельская, то она не может быть сопоставляема с «предпоследней» мореной скандинавского происхождения на р. Суле.

По р. Вычегде новоземельская мощная морена прикрывается межледниковыми отложениями, выше которых залегает скандинавская морена. Если новоземельскую морену ввиду ее обширного распространения отнести к максимальному оледенению, то скандинавская морена моложе ее и должна быть причислена к следующему, промежуточному между максимальным и последним новоземельским оледенением. Отсюда вытекает, что скандинавская морена, наблюдаемая Лавровой на восточной стороне Тиманского хребта, на р. Суле, относится не к максимальному оледенению, а к промежуточному между максимальным и последним оледенениями, названному 1-м новочетвертичным оледенением (1-е новоледниковье).

Морена 1-го новочетвертичного оледенения с валунами кольского и тиманского происхождения наблюдалась не только по р. Суле, но и значительно восточнее, заходя приблизительно до с. Щельябож на Средней Печоре. На р. Печоре, у Салтияги, где была М. А. Лаврова, морену этого типа со скандинавскими и тиманскими валунами наблюдал И. И. Краснов. Он дал перечень встреченных кристаллических валунов западного происхождения и их процентное отношение к общей массе валунов. И если М. А. Лаврова не наблюдала этой морены, а видела лишь новоземельскую верхнюю морену, описываемую также и И. И. Красновым, то это можно объяснить многочисленными и активными оползнями, которыми поражен высокий нагорный берег р. Печоры. Они легко уничтожают в одно лето то, что можно было видеть в разрезе в предшествующий год.

Поскольку на р. Печоре новочетвертичная скандинавская морена лежит, согласно И. И. Краснову, выше морских отложений, а у восточного склона Тимана, на р. Суле, такая же морена подстилает морские слои, как это указывает М. А. Лаврова, то очевидно, что последние в той и другой местности не одновозрастны и в них имеются отложения двух разновозрастных трансгрессий. Верхняя из них может быть только бореальной, а нижняя отвечает северной трансгрессии. Последняя отделяет морену максимального (среднего) новоземельского оледенения от морены 1-го нового скандинавского оледенения, а вторая — последнюю морену от морены 2-го новоземельского оледенения.

При таком объяснении причин расхождения наблюдений М. А. Лавровой с данными других исследователей в строении четвертичной толщи низовьев Печоры получается полная согласованность ее данных с данными Ю. Л. Рудовица по Восточному Притиманью (1947).

С. Л. Бызова (1953 г.), исследовавшая геологию и геоморфологию бассейна верхнего течения рек Колвы и Уньи, говорит, что существо-

вание древнего оледенения, предшествовавшего максимальному, еще достаточно не подтверждено и многими оспаривается. При этом она ссылается на И. И. Краснова, отрицающего данные Ханова и Серапихского о находке древней морены по р. Боровице в Соликамском районе, и на работы Г. И. Горецкого по бассейну Верхней Камы.

Но И. И. Краснов исследованиями на р. Боровице не занимался; он отрицал существование здесь древней морены априорно и, насколько известно, затем отказался от своего мнения. Г. И. Горецкий говорит, что И. А. Москвитин признал в Верхне-Камской низменности древнюю морену, а С. А. Яковлев считает соответствующие образования за псевдоморену.

Автор действительно не решился признать в присланных образцах породы древнюю морену, так как она была обнаружена только буровыми скважинами, но после находки той же морены по р. Боровице не только в буровых скважинах, но и в разрезах (Яковлев, 1955), убедился, что в Верхне-Камской низменности имеется древняя морена, отделенная от вышележащей морены максимального оледенения межледниковыми отложениями.

Не признавая существования древней морены, С. Л. Бызова не соглашается с высказанным С. А. Яковлевым и В. В. Ломакиным предположением, что описанная В. А. Варсанюфьевой нижняя морена между Высокой Пармой и Уралом в бассейне р. Уньи является древней мореной. С. Л. Бызова считает, что точка зрения В. А. Варсанюфьевой, принимающей эту морену за морену максимального оледенения, является более правильной. Верхнюю же морену той же местности С. Л. Бызова считает стадияльной и принадлежащей к той же эпохе максимального оледенения.

Такого же воззрения придерживался в своих предварительных отчетах и докладах С. Г. Боч, сопоставлявший верхнюю морену с московским оледенением А. И. Москвитина.

Очень возможно, что точка зрения С. Л. Бызовой, изучавшей вышеуказанную местность в течение трех лет, является более правильной, чем соображения С. А. Яковлева, основанные на маршрутных наблюдениях предшествующих исследователей. Если нижняя морена с валунами северо-западного и западного приноса, лежащая между Высокой Пармой и Уралом, является средней мореной (максимального оледенения), то верхняя стадияльная морена Бызовой в той же местности с валунами северо-восточного приноса, распространенная к западу от Высокой Пармы, будет продолжением к югу указанной в настоящей статье морены 1-го нового уральского автохтонного оледенения.

Исходя из характера межледниковых отложений, отделяющих эту морену от средней, состоящих, как выше было указано, из континентальных отложений с костями мамонта и осадков с морской фауной, правильнее считать верхнюю морену не стадияльной, а образованием самостоятельного оледенения, как это доказано и для других областей ее распространения.

Позднеледниковье. К позднеледниковому времени принадлежат отложения, образовавшиеся при отступании льдов со времени 4-го новоледниковья до начала послеледникового времени.

Согласно М. А. Лавровой (1933), отступление ледника в южной половине Белого моря началось тогда, когда горло Белого моря было занято еще льдом. В силу этого в котловине Белого моря и в его заливах образовалось ледниковое озеро. В последнем отлагались ленточные глины, встречающиеся по берегам озера, и неслоистые бурые глины. От ледникового озера остались верхние береговые линии (террасы), лежащие на высоте 80 м.

При дальнейшем сокращении ледника горло Белого моря освободилось от льда, и океанические воды проникли в Белое море. Для отложений этой 1-й позднеледниковой трансгрессии характерно присутствие *Yoldia arctica* G та у.

Во время этой трансгрессии море соединилось узким проливом через южную часть Белого моря с Онежским озером и Балтикой. Затем последовала частичная регрессия моря и 2-я позднеледниковая трансгрессия (Иольдиевое море II), не простиравшаяся далеко на юг. Соединения с Онежским озером в это время не существовало.

На побережье Онежского и Двинского заливов этой позднеледниковой 2-й трансгрессии принадлежат IV и V террасы с высотой абразионных уровней от 21 до 33,5 м.

В дельте р. Северной Двины отложения позднеледникового моря лежат на глубине 15—20 м. Они представлены глинистыми песками мощностью около 10 м.

На Зимнем Берегу Белого моря позднеледниковая терраса трудно отделима от послеледниковой. Обе они поднимаются всего на 6,5 м над уровнем моря (Зеккель, 1934). К востоку высота этих террас уменьшается и на п-ове Канин их никто из исследователей не указывает. По-видимому, здесь они погружаются под уровень моря.

Современный отдел

Послеледниковые отложения в Северном крае представлены морскими и континентальными отложениями. Морские послеледниковые отложения развиты в прибрежной полосе, по соседству с океаном. На Онежском полуострове к ним относится III терраса, с волноприбойной линией 11,5—13,5 м (Лаврова, 1931). Сложена эта терраса песками с растительными остатками. К послеледниковому времени принадлежит и II терраса с волноприбойной линией 4—7,5 м, сложенная также песками, содержащими остатки морских диатомовых и фораминифер. От образований позднеледниковой трансгрессии, содержащих морскую фауну, осадки послеледникового времени отделяются прослоем автохтонного торфа до 1 м мощности, свидетельствующего о том, что между позднеледниковой и послеледниковой трансгрессиями был перерыв в отложении, в течение которого развивались торфяники. Растительность последних мало отличается от современной. Присутствие единичных пылинок вяза и дуба еще не дает основания для суждения о более теплом климате по сравнению с современным.

На южном берегу Онежского залива, на террасе высотой 7,5—9 м, на правом берегу р. Нименьги, у кладбища, в песках были найдены *Natica groenlandica* Möll., *Cylichna reinhardi* Möll., *Tellina baltica* L. (Лаврова, 1933).

В области северодвинской дельты мощность послеледниковых отложений, по данным бурений, определяется в 18 м. Сложены они здесь мелкозернистыми песками, обогащающимися с глубины 3—4 м илистыми частицами, а еще глубже переходящими в песчаные илы. Во всей толще послеледниковых осадков встречены морская фауна и морские диатомеи.

В основании илистой толщи лежат торфяные прослойки, указывающие на то, что между нижележащими отложениями позднеледниковой трансгрессии и вышележащими илами послеледниковой трансгрессии был перерыв.

По юго-восточному побережью горла Белого моря, на Зимнем Берегу, послеледниковая терраса сближается с позднеледниковой, поднимаясь на 6,5 м над уровнем моря. В Мезенском заливе и на Канине полуострове, по наблюдениям В. Рамсея (Ramsay, 1911), К. К. Волло-

совича (1939) и Я. Д. Зеккеля (1934 и 1953), происходит опускание местности, в силу чего послеледниковые террасы здесь отсутствуют.

Для большей части Чешской губы нет указаний на присутствие террас, которым можно было бы приписать послеледниковый возраст. Только в северо-восточной части этой губы, близ мыса Бармина и Чайцина Носа (Тиман), по свидетельству А. А. Штукенберга (1875), имеется новейшая терраса, поднимающаяся над уровнем океана на 6—8 м. Точно так же М. М. Ермолаев (1929) указывает на присутствие на р. Черной, впадающей в Чешскую губу, трех террас, ничего не сообщая об их возрасте.

Г. А. Чернов (1940 г.) отмечает на побережье Северного Тимана террасы высотой 2,5—5, 8—11, 16 и 21 м.

К востоку от Тимана, в Малоземельской тундре, по берегу Северного Ледовитого океана, послеледниковые террасы развиты широко. В. М. Янковский (1937 г.) говорит, что здесь представляется возможным установить несколько террасовых уровней, из которых наименьший не превышает 1,5—2 м, а наибольший достигает 40—50 м.

В Большеземельской тундре, согласно И. И. Краснову (1937 г.), в северо-западной части ее, по северному побережью имеются четыре террасы: нижняя, широкая, соответствующая пойме в устьях рек, высотой от 0 до 5 м, называемая местными жителями «мура»; вторая — на высоте 12—16 м, именуемая «лапта», соответствующая I надпойменной террасе рек; третья — на высоте 25—30 м, отвечающая II надпойменной террасе рек; и, наконец, четвертая, неясно выраженная терраса — до высоты 50—60 м, которую И. И. Краснов относит уже к позднеледниковому времени.

В пределах Хайпудырской губы В. В. Коперина (1933) указывает послеледниковые террасы высотой 6—7 и 10 м.

На Югорском полуострове, по описанию Н. Н. Иорданского (1939), послеледниковая терраса достигает 20 м над уровнем моря.

Палеонтологически отложения этих террас не охарактеризованы и поэтому увязок их между собой не произведено, и точное стратиграфическое положение еще не установлено.

К континентальным отложениям послеледникового времени принадлежат аллювиальные, озерные, эоловые и торфяниковые образования.

Аллювиальные отложения слагают мели в руслах рек, дельты и поймы.

Особенно большим развитием аллювиальные отложения пользуются в поймах или заливных террасах, широко распространенных у рек Северного края. Они сложены главным образом песками, часто заиленными; реже встречаются суглинистые образования, мощность которых увеличивается по мере приближения к устью рек. Нередко в поймах встречаются торфяники, по преимуществу осоковые, образовавшиеся от зарастания стариц.

К послеледниковью, согласно Г. А. Чернову (1944а), относится на р. Печоре II терраса, поднимающаяся над рекой на 6—12 м. Преобладание в ней мелкозернистых аллювиальных фаций, присутствие прослоев торфа и залегание ее основания ниже уровня реки говорят о связи образования этой террасы с последней морской трансгрессией, когда произошло повышение базиса эрозии. Судя по характеру пыльцевых диаграмм из торфяников, образовавшихся на ее поверхности, возникновение этой террасы относится к атлантическому веку и совпадает с климатическим оптимумом послеледникового времени, когда леса проникали далеко в тундру и граница лесной растительности доходила во многих местах до берегов Северного Ледовитого океана.

Озерные отложения послеледникового времени связаны с существующими или недавно исчезнувшими озерами, на дне которых образуются литоральные или органогенные отложения из песков, илов, сапропелитов и торфяников.

Эоловые отложения представлены дюнными и бугристыми песками. Чаще всего эти отложения встречаются по берегам рек и морей и реже — в качестве внутриматериковых образований. Приморские дюны наблюдаются местами по побережью Белого моря, на Канином полуострове (Ramsay, 1904, 1911), по берегам океана в Малоземельской и Большеземельской тундрах (Кулик, 1929). Внутриматериковые дюны известны на Пай-Хое и в Большеземельской тундре, где они приурочены главным образом к берегам рек («яреи»).

Торфяники широко распространены в Северном крае. Общая площадь торфяников Архангельской области, Коми АССР и Вологодской области приближенно исчисляется в 13 400 тыс. га (по С. Н. Тюремову).

В крайней северной Арктической зоне, по мнению большинства исследователей, в настоящее время процесс торфообразования не совершается. Залегающие на вечномерзлом субстрате осоковые торфяники имеют здесь незначительную мощность. Встречающиеся иногда мощные, но незначительные по площади торфяники являются отложениями более раннего атлантического периода.

В располагающейся южнее зоне кустарниковой тундры, представляющей собственно тундру, встречаются низменные сфагновые торфяники с мощностью торфа до 1—2 м, с плоскобугристым рельефом поверхности. Площади этих торфяников невелики и приурочены по преимуществу к пониженным частям рельефа.

Наиболее значительные торфяники расположены в области лесотундры между 60 и 66° с. ш. Преобладают верховые торфяники мощностью до 3—5 м.

Изучение пыльцевых диаграмм торфяников лесотундровой зоны М. И. Нейштадтом (1952) показало, что начало их образования относится к послеледниковому времени — древнему голоцену — и знаменуется господством ели и сосны; выше следуют слои с преобладанием пыльцы сосны при значительном развитии пыльцы березы, соответствующие раннему голоцену. Средний голоцен характеризуется наличием пыльцы широколиственных пород в количестве, не превышающем 3—5%. Вышележащие слои торфа с господством сосны и ели принадлежат к позднему голоцену.

Ввиду того что пыльца широколиственных пород в торфяниках (к северу) исчезает, Н. Я. Кац (1952) воспользовался для установления изменения физико-климатической обстановки в течение времени развития северных торфяников изучением последовательности изменения встречающихся в них макроскопических остатков бореальных древесных и недревесных растений. Приурочивая их нахождение к определенным уровням пыльцевых диаграмм, Н. Я. Кац установил постепенную смену климатических условий, происходившую в течение развития торфяников. Теплый атлантический период, отличавшийся по мощности отложившихся торфяников, характеризуется в пыльцевых диаграммах средним максимумом ели. После верхнего максимума ели наступило похолодание, вызвавшее отступление к югу бореальных видов. Похолодание начинается за 500 лет до нашей эры. Оно продолжается и по настоящее время. Понижение температуры июля месяца достигало 3—4° по сравнению с температурой предшествующего теплого атлантического времени.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

В ОБЛАСТИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА БАЛТИЙСКОГО ШИТА

До недавнего времени вопрос о возможности обнаружения изверженных пород палеозойского времени в районах восточного склона Балтийского щита вообще не поднимался. Эта проблема возникла в связи с проводившимися в конце 30-х годов текущего столетия геологическими исследованиями и бурением в северо-западной части Архангельской области. Прямых данных, свидетельствующих о происходивших в палеозое вулканических процессах, пока не имеется. Тем не менее некоторые из них находятся в связи с отложениями, развитыми на Онежском полуострове и на территории Онежской Карелии, возраст которых остается пока неясным.

Указание на кембрийскую вулканическую деятельность дает керновый материал Нёнокской скважины № 1. В алевролито-глинистом горизонте ламинаритовых слоев нижнекембрийских отложений содержатся тонкие (1—6 мм) прослойки монтмориллонитовых глин. В розовых и белых прослойках этих глин наблюдаются прослоечки алевролитового материала, в котором были обнаружены мелкие обломки вулканических пород, частично или полностью замещенные монтмориллонитом, в частности морфологически отчетливо индивидуализированные пепловые стекловатые частицы, что может служить убедительным доказательством наличия синхроничной осадку вулканической деятельности (Зоричева и Викулова, 1949 г.). Как известно, подобный пепел может заноситься далеко от районов вулканической деятельности (третичный вулканический пепел в районе Воронежа; прослой пепла в четвертичных отложениях почти всего Атлантического океана и т. д.).

В ламинаритовых слоях Севера Европейской части СССР прослойки пепловых туфов, превращенные в монтмориллонитовые глины, очень характерны и являются маркирующими. Они встречены в определенных горизонтах ламинаритовых слоев во всех глубоких скважинах, вскрывших эти отложения, начиная от с. Нёноксы на западе до г. Яренска на востоке (Зоричева, 1956).

Если не приходится сомневаться в принадлежности к докембрию большинства образований Онежской Карелии, то мы не имеем ясных указаний на геологический возраст значительно менее метаморфизованных базальтовых лав, слагающих Ветреный пояс.

Их плотное сложение, черная окраска, структурные и другие признаки наводят на мысль, что это породы, резко отличающиеся по времени образования от дислоцированной зеленокаменной толщи нижнего, а может быть, и верхнего протерозоя.

Вторым не менее, а может быть, и более интересным районом является Онежский полуостров. На территории последнего к юго-востоку от села Нёноксы в 1937 г. были обнаружены бурением скважины «В» туфобрекчии щелочных базальтов, представляющие породы со средним размером обломков от 1—2 до 5—6 мм и реже до 1 см. Эти туфо-

брекчии имеют мощность минимум 90 м. По мнению Н. В. Альбова (Альбов и Розанова, 1940б), они представляют собой граувакки, залегающие в виде островка среди кембрия. Они состоят главным образом из обломков щелочных (в частности, нефелиновых) базальтов с небольшим количеством обломков пестроцветных кембрийских глин и песчаников, присутствие которых позволяет отнести их к образованиям не старше нижнего кембрия. Просмотр шлифов из керн скважины «В» убедил В. М. Сергиевского, что описываемые породы представляют собой типичные туфы и туфобрекчии щелочных базальтоидов. По мнению Л. А. Варданянца (Ружицкий, 1957), эти вулканические брекчии заполняют собой трубку взрыва, прорывающую кембрийские отложения, вскрываемые соседними скважинами. В настоящее время ни в одном из пунктов Онежского полуострова (за исключением его юго-западной части, где обнажаются архейские гнейсы) не известны выходы других изверженных пород. Вулканогенные породы, вскрытые Нёнокской скважиной, указывают на возможность присутствия изверженных пород в кембрийских отложениях Онежского полуострова. Интересно отметить, что, по данным Института земного магнетизма, район р. Нёнокса и центральная часть Онежского полуострова (по одному пересечению) характеризуются положительными магнитными аномалиями с $Za_{max} = +430 \gamma$, в то время как северо-западная половина полуострова по побережью характеризуется отрицательными магнитными аномалиями. Петрохимические анализы позволяют считать брекчию щелочных базальтов тождественной с щелочными базальтами Кольского полуострова (Альбов и Розанова, 1940а, б), возраст которых определяется как палеозойский.

Дальнейшая задача заключается в первую очередь в изучении района р. Нёнокса при помощи геофизики и глубокого бурения. Не следует пренебрегать при этом и другими районами (Онежская Карелия), где также не исключена возможность обнаружения палеозойских основных эффузий (Ветреный пояс и др.).

По позднейшим данным (Новикова, 1959), туфобрекчии щелочных базальтов Нёнокской скважины «В», вероятно, связаны с прибортовой частью так называемого Котласского прогиба в кристаллическом фундаменте Русской платформы, заполненного позднекембрийскими (рифейскими или синийскими) и нижнекембрийскими отложениями. В других частях этого прогиба (Котлас) известны лишь тонкие прослойки туфов. Этот прогиб проходит юго-западнее и параллельно складчатому поясу байкалид Тимана.

Принимая во внимание возраст отложений Котласского прогиба, закономерности развития структур и вулканизма платформ и характер вулканогенных пород Нёноксы, представляется наиболее вероятным, что последние близки по времени конечным этапам развития байкальской складчатости Тимана.

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ НА ТИМАНЕ И П-ОВЕ КАНИН¹

Первые известия об изверженных породах Тимана и Канина содержатся в описаниях путешествий А. Кейзерлинга (Keyserling, 1846), К. И. Гревинга (1891) и А. А. Штукенберга (1875).

Изучение вулканизма Тимана начато лишь экспедицией Ф. Н. Чернышева. Довольно подробно им изучены девонские эффузивы Север-

¹ В этом разделе очерка частично использованы материалы М. М. Ермолаева.

ного Тимана. В 1891 г. Ф. Н. Чернышевым найден новый массив щелочных интрузивных пород, расположенный в районе мыса Большого Румяничного, в Чешской губе. Сборы Ф. Н. Чернышева были утеряны, и в 1926 г. для восстановления их на побережье Чешской губы был направлен М. М. Ермолаев. Материалы, собранные им, обработаны Д. С. Белянкиным и В. В. Влодавцем (1927). Работы эти установили широкое распространение древних габброидов на мысе Бармине, а также наличие в районе мыса Большого Румяничного сложного щелочного плутона.

В 1930 г. базальты Северного Тимана изучались Г. П. Шейко, сборы его позже обработаны З. А. Сазоновой (1938).

В 1932 г. щелочной массив мысов Румяничных изучался Л. Д. Берсудским.

В 1935 г. В. П. Бархатова кратко описала выходы изверженных пород Северного Тимана. В том же году базальтовые покровы Тимана изучались С. Ершовым и Р. Гершевским. В то же время А. А. Малахов на Среднем Тимане осмотрел и дал краткую петрографическую характеристику выходов базальтов, которые он считал породами, излившимися под водой.

Наиболее полно плутон мысов Румяничных изучен в 1937 г. В. Н. Зуевым. В том же 1937 г. Северный Тиман был подробно исследован А. А. Черновым (1947б) и Г. А. Черновым (1958). Последний особенно внимательно изучил морфологию базальтовых излияний и доказал их многократность. Петрография изверженных пород (базальтов) была подробно изучена Б. М. Куплетским (1940).

В 1936 г. были начаты работы по изучению Среднего Тимана Северным геологическим управлением. Вначале они проводились Г. А. Садовским, а позже Э. А. Кальберг (1948), которая дала сводную работу по геологии Четласского Камня и Мезенской петли. Работы эти установили наличие здесь жильных пород сиенитовой формации, одновозрастных с сиенит-аплитами Северного Тимана. Д. П. Сердюченко (1947) обработал большой материал многочисленных буровых скважин Ухтинского нефтяного комбината и осветил многие вопросы генезиса различных метаморфических фаций. Им же описаны граниты Южного Тимана, вскрытые бурением на р. Верхней Чути.

В 1944—1947 гг. базальты Ухтинского района изучались В. А. Калужным. Затем базальты Среднего Тимана (бассейн Пижмы Мезенской и Пижмы Печорской) изучались Э. А. Кальберг, Е. Я. Бубликовой и П. Е. Оффманом совместно с А. С. Новиковой (1945 г.) и затем Р. Г. Векиловым.

История вулканизма и петрология Тимана и Канина известны пока в самых общих чертах. Из работ, касающихся Тиманских дислокаций, следует прежде всего упомянуть о статье А. П. Карпинского (1891). Некоторые данные по метаморфическим сланцам, пегматитам и диабазам Канина приводятся в статьях В. Рамсея (Ramsay, 1911).

В 1932 г. на востоке Канина были начаты геологические исследования А. Безденежных, а позже, с 1937 г., эти исследования проводились А. Н. Александровой, В. А. Чумаковой и В. И. Шмыгалевым.

Сводный очерк изверженных горных пород Тимана и Печорской области по состоянию изученности на 1936 г. был составлен Н. В. Яцюк. В этом очерке впервые была дана обобщающая петрографическая характеристика известных здесь как эффузивных, так и интрузивных и жильных пород (Волков и Яцюк, 1937а, б).

Граниты Южного Тимана монографически были изучены Д. Н. Сердюченко (1959). По его данным, здесь граниты залегают среди древних осадочно-метаморфических пород и принадлежат к сложному маг-

матическому комплексу (габброиды — щелочные породы — граниты) и при своем формировании испытали неравномерное и повторное воздействие как со стороны своих магматических флюидов и гидротермальных растворов, так и со стороны вмещающих древних толщ.

Наконец, проявления магматизма и метаморфизма на Тимане на основе новейших материалов получили свою характеристику в работах В. А. Калюжного (1956, 1959), В. С. Журавлева и М. И. Осадчук (1960).

В 1946 г. детальные геологические работы проведены на Канине Е. М. Люткевичем. Он доказал девонский возраст базальтовых излияний, что опаривалось В. Шмыгалевым. Затем Е. М. Люткевичем был дан сводный обзор геологии п-ова Канин.

Новую главу в изучении геологии Тимано-Печорской области внесло глубокое бурение и комплексированные с ним геофизические работы, осветившие некоторые вопросы закономерности развития вулканизма.

История магматической деятельности

История магматизма Тимана и п-ова Канин известна недостаточно полно. Это объясняется прежде всего тем, что древние свиты перекрыты здесь мощным покровом более молодых осадков и выходят из-под него только на редких разобщенных участках. Во-вторых, как для Тимана, так и для Канина, сведения о древнейших отложениях отрывочны и неполны.

Признаки допалеозойских проявлений магматизма найдены на Тимане в районе р. Мезенской Пижмы Г. Фрумкиной, установившей в составе «четласской серии»¹ аркозовые песчаники с угловатыми обломками относительно слабо измененных плагиоклазов и калишпатов. Характер этого обломочного материала позволяет предполагать, что недалеко от места отложения этих песчаников размывался выход гранита. Других данных об изверженных породах не имеется.

Кембрийская (?) магматическая деятельность¹ началась внедрением габброидов. Точно указать время внедрения этих интрузий невозможно, но, видимо, они задолго предшествовали последующему внедрению пород среднего и кислого состава и поэтому могут быть выделены в отдельную фазу. Более молодыми породами являются: а) нормальные граниты, сопровождаемые пегматитами (п-ов Канин, Верхняя Чуть, Нижняя Омра), и б) щелочной комплекс мыса Румяничного, в составе которого щелочные габброиды, сиениты, нефелиновые сиениты и граниты, сопровождаемые разнообразными жильными породами и кварцевыми жилами.

Возрастные соотношения между этими двумя (досилурийскими) интрузивными комплексами достоверно неизвестны. Интервал времени, в течение которого разворачивались эти события, определяется следующими данными. Габброиды контактируют только с «четласской серией» и неизвестны в более молодой толще, входящей в состав «южнотиманской серии»². Это касается не только их интрузивных тел, но и связанных с ними жильных габбро-диабазов.

Толщи южнотиманской серии секутся жилами типа сиенит-аплитов. Последние, в частности, известны на Четласском Камне.

¹ См. очерк К. А. Львова «Кембрий и протерозой Тимана и п-ова Канин» в данном томе.

² По К. А. Львову.

На Северном Тимане установлено, что в бассейне рек Черной и Великой на метаморфизованные сланцы, прорванные гранитами и габбро, несогласно, с базальным конгломератом в основании, налегает карбонатная толща лландовери.

На п-ове Канин древнейшие проявления магматизма представлены амфиболитами, залегающими в виде силлей в метаморфической серии п-ова Канин и участвующие вместе с ней в складчатости. Они сильно рассланцованы и рассечены жилами кварца и пегматита. Выходы их известны на берегу Чешской губы, по р. Сермюд-яха, на берегу Баренцева моря в районе р. Пидерчалха. Амфиболиты представляют собой измененные и метаморфизованные основные интрузивные породы кембрийского (?) возраста.

Более молодыми являются граниты, выходящие на поверхность на северо-восточном берегу Канина. Внедрение их происходило в несколько фаз, так как серые биотитовые граниты прорваны здесь розовыми более кислыми мусковит-биотитовыми гранитами. С гранитами, очевидно, связаны пегматитовые (район Микулкина мыса) и кварц-полевошпатовые жилы. Пегматиты прорывают обе свиты нижнего (?) кембрия, а кварц-полевошпатовые жилы и вышележащие доломиты кембрия. В контактово-метаморфическом ареале гранитов развиваются гранат-биотит-кварцевые сланцы (Люткевич, 1948б).

Таким образом, рассматриваемые магматические проявления при принимаемой датировке возраста свит должны поместиться в промежуток времени между нижним (или средним) кембрием и низами силура. Есть основание сопоставлять их с кембрийским магматизмом Полярного Урала.

Складчатая зона Тимана представляет собой северо-западное продолжение внешней, Западной зоны байкальского складчатого пояса Урала. На основании геофизических исследований предполагают, что эта зона на северо-восток распространяется до Печорского вала. Далее к северу фундамент Печорской низменности, по-видимому, сложен складчатыми толщами того же возраста и простираения, представляющими собой аналоги Центральной зоны байкальского пояса Урала, обнаженной в Ляпинском антиклинории и характеризующейся гораздо большей насыщенностью изверженными горными породами различного состава. Это заключение сейчас следует рассматривать как предварительное.

Изверженные породы кембрийского (?) возраста¹. Интрузивные породы кембрийского возраста образуют две самостоятельные группы. К первой, более древней, принадлежат габброиды; ко второй, более молодой, — сложный комплекс средних и кислых пород. В соответствии с этим здесь выделяются две или три фазы интрузивной деятельности.

Породы первой интрузивной субфазы развиты в пределах всей области распространения кристаллических сланцев, но наиболее полно они известны только на п-ове Канин, а на Тимане — в районе мыса Бармина, в верховьях р. Великой, а также на склонах Четласского Камня, т. е. там, где на поверхность выходят древние сланцы. Породы этого возраста представлены более или менее глубокоизмененными, обычно уралитизированными габбро, габбро-диабазами и габбро-амфиболитами, залегающими в форме пластовых тел мощностью от 0,8 до 24 м, реже — в виде секущих жил и еще реже в форме небольших штоков. Относительный более древний возраст пород устанавливается с несомненностью наблюдениями В. И. Шмыгалева и Е. М. Люткевича на Канине, где ими обнаружены метаморфизованные габброиды, уча-

¹ «Кембрийского или верхнепротерозойского».

ствующие в складчатости метаморфической толщи и пересеченные гранитными пегматитами, и наблюдениями В. Н. Зуева (1937 г.) в районе мыса Большого Румяничного, где им были найдены ксенолиты габброидов, включенные в сиениты и гранит.

Породы второй интрузивной фазы можно разделить на две формации: глубинную и жильную. Возрастные отношения представленных здесь интрузивных комплексов точно не установлены.

Породы глубинной формации развиты, вероятно, довольно широко, но выходы их известны только в отдельных ограниченных районах: относящиеся сюда граниты и пегматиты изучены рядом геологов на Канине. Более значительный массив средних, кислых и щелочных пород известен на севере Тимана (район мыса Большого Румяничного). Есть указание на присутствие небольших интрузивных тел сиенита на Среднем Тимане в районе рек Косью и Бобровой (Калужный, 1956, 1959). Наконец, на юге граниты вскрыты бурением (Сердюченко, 1947, 1959) в бассейне р. Чути в районе Ухтинской структуры, а также буровой скважиной «Нижняя Омра» (Солнцев и Кушнарева, 1957); в Юго-Восточном Притиманье на Изкосьгорском участке бурением вскрыты сиениты и кварцевые монциты (Калужный, 1956, 1959).

Эта интрузивная формация, видимо, довольно обширная, но слабо вскрытая эрозией, включает очень сложный и разнообразный комплекс пород.

В районе мыса Большого Румяничного, по М. М. Ермолаеву, в состав ее входят основные породы: оливиновые габбро порфиroidной пойкилофитовой структуры, основные меланократовые породы, выделенные под названием эссекситов, содержащие наряду с диопсидом красновато-бурый амфибол и биотит и диориты с обильным диопсидовым пироксеном, роговой обманкой и биотитом, обладающие гипидиоморфной структурой. В виде ксенолитов в сиените найдены камптониты.

Эти основные породы сопровождаются довольно разнообразной серией щелочных пород, куда входят нефелиновые сиениты обычно флюидальной трахитоидной текстуры, сложенные преимущественно калиевыми полевыми шпатами (50—60%) с небольшим количеством кислого плагиоклаза, а также нефелином и псевдоморфозами по нему (30—35%) и цветными минералами (щелочная роговая обманка ряда гастингсит, эгирин, биотит); щелочные сиениты очень сходны с нефелиновыми и отличаются от них только отсутствием нефелина; незначительно распространенные нормальные сиениты и довольно широко развитые кварцевые сиениты являются связующим звеном между щелочными сиенитовыми породами и гранитами. Последние наиболее широко распространены в районе сопок Большой Камешек и Каменных. Это розовые, розовато-серые или светло-серые породы среднезернистой, иногда порфиroidной структуры, с резким преобладанием калишпата, микроклин-микропертита, реже микроклина (40—60%) над плагиоклазом (10—20%). Присутствуют биотит (1—10%), эгирин и щелочная роговая обманка. В качестве второстепенных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон, флюорит, рудные.

Иной характер имеет микроклин-олигоклазовый серый гранит Южного Тимана, вскрытый глубокой буровой скважиной в районе р. Верхней Чути, содержащий разнообразный комплекс аксессуарных минералов: циркон, циртолит, малакон, апатит, монацит, гидромонацит, ортит, гидроортит, кейльгауит, оранжит, макинтошит. Гранит этот вскрыт на оси наиболее интенсивного проявления метаморфизма в метаморфических сланцах Тимана. Скважиной «Нижняя Омра» вскрыт двухслудистый бледно-розовый гранит равномернозернистой или порфиroid-

видной структуры. Породообразующие минералы — плагиоклаз, кварц, калишпат, биотит, мусковит; аксессуарные — титанит, циркон, апатит и турмалин. На гранитах залегает кора выветривания и выше так называемый ижма-омринский осадочный комплекс силур (?) — нижний девон (?). Таким образом, этот гранит, по-видимому, является досилурийским.

На п-ове Канин развиты серые граниты, состоящие из кислого плагиоклаза, ортоклаза, кварца, биотита, хлорита, мусковита и аксессуарного апатита, и прорывающие их розовые граниты, в состав которых входят микроклин, ортоклаз, кислый плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит и аксессуарный гранат. По Е. М. Люткевичу, они пересечены жилами девонских габбро-диабазов. Граниты сопровождаются пегматитами, содержащими плагиоклаз, микроклин, ортоклаз, кварц, мусковит, биотит и аксессуарные — гранат, берилл, турмалин, апатит и рудный.

Интрузивные породы второй фазы (мыс Большой Румяничный) можно разделить на три различные по составу и возрасту группы: 1) оливинное габбро, эссекиты и диориты, 2) сиениты, 3) граниты.

Первая группа предшествовала внедрению сиенита и гранита¹. По типу пород, свежести минералов и отношениям к двум другим группам она, как отмечает В. Н. Зуев (1937 г.), не может быть отнесена к габброидам первой интрузивной фазы. По Л. Д. Берсудскому (1934 г.), эссекиты (эссекитовые диабазы) являются гибридными породами, образовавшимися при внедрении оливинного габбро, в его приконтактных частях. Диориты же, по наблюдениям В. Н. Зуева (1937 г.), являются периферической фацией интрузий оливинных габбро, возможно, гибридными породами, образовавшимися за счет ассимиляции вмещающих сланцев.

Более молодой, но близкой им по возрасту, является группа сиенитов. В ней следует выделить две основные разности: нефелиновые сиениты и кварцевые сиениты, видимо, имеющие самостоятельное значение. Все же остальные щелочные сиениты и сиениты являются шлировыми выделениями, иногда самостоятельными, а иногда (мусковитизированные щелочные сиениты) образующими отдельные участки за счет метаморфизма нефелиновых сиенитов (Белянкин, 1927).

В пространственном распределении этих пород наблюдается некоторая закономерность, выражающаяся сменой нефелиновых сиенитов в направлении от мыса Большого Румяничного к Большому Камешку, т. е. с северо-запада на юго-восток, щелочными сиенитами и далее кварцевыми сиенитами и гранитами. Надежных непосредственных доказательств более молодого возраста гранитов не имеется.

Породы жильной формации развиты шире, чем интрузивные. Они известны на Канине (пегматиты), на севере Тимана в районе плутона мыса Большого Румяничного и на Среднем Тимане на склонах Четласского Камня, в области Мезенской петли, по ее мелким притокам. Породы эти представлены разнообразными и безусловно разновозрастными лампрофирами, вогезитом, авгитовыми порфиридами, сиенит-аплитами, гранит-аплитами, аляскитами, разнообразными полевошпатовыми и кварцевыми жилами, содержащими молибденит, турмалин или ставролит.

Химические анализы этих пород (лампрофира, авгитового порфирида, гранит-аплита) и их пересчет приведены в табл. 23 и 24, а в табл. 21 приведены данные о распространении некоторых малых элементов в гранит-аплитах.

¹ По В. А. Калужному и Л. С. Коссовому, на Тимане можно выделить лишь одну группу основных пород, отвечающих только одной фазе проявления магматизма.

Т а б л и ц а 21

Элементы	Повторяемость линий различной интенсивности в % от общего количества образцов				
	Линии отсутствуют	Неясные следы линий	Следы линий	Ясные линии	Яркие линии
Ванадий	18,8	12,5	12,5	37,4	18,8
Молибден	50,0	12,5	25,0	12,5	0,0
Цирконий	0,0	12,5	18,5	68,7	0,0
Ниобий	75,0	12,5	12,5	0,0	0,0
Бериллий	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0
Медь	81,3	12,5	16,2	0,0	0,0
Свинец	6,2	25,0	50,0	18,0	0,0
Теллур	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0
Иттрий	18,8	50,0	25,0	18,7	0,0
Барий	0,0	25,0	43,8	31,2	0,0

Минеральный состав лампрофировой группы пород нередко довольно ясно говорит о принадлежности этих пород к щелочному ряду (присутствие керсутита, баркевикита, эгирина, гастингсита, титанистого биотита).

Следует отметить присутствие в аляските кварцевых прожилков с молибденитом и вкрапленников молибденита. Молибденоносны и пегматиты иногда содержащие галенит.

Кварцевые жилы, связанные с описываемым комплексом, довольно разнообразны. Среди них выделяются кварцевые жилы с молибденитом, турмалин-кварцевые жилы с молибденитом и флюорит-кварцевые жилы. Кроме того, В. И. Шмыгалев в 1939 г. нашел на Канине ряд более сложных гидротермальных жил, в частности ставролит-дистен-плагиоклаз-кварцевые и турмалин-плагиоклаз-кварцевые.

Изучение естественных разрезов и особенно многочисленных искусственных выработок на Северном Тимане позволило довольно точно разобраться в относительных возрастных соотношениях пород жильной формации (табл. 22).

Группа лампрофиров разделяется на три возрастные подгруппы: камптониты — наиболее древние, еще связанные, вероятно, с интрузиями оливинового габбро; собственно лампрофиры более молодые; самые молодые члены этой группы — спессартиты. Их относительный возраст определяется тем, что камптонит (лампрофир I) встречается только в виде ксенолитов в сиенитах. Лампрофир II сечет сиениты и сиенит-аплиты, т. е. породы, заключающие камптониты в качестве ксенолитов (мыс Большой Румяничный).

Наиболее древней жильной породой является сиенитовый аплит, который сечет сиенит и гранит, но сам сечется лампрофиром II. Не вполне ясны соотношения между спессартитом и лампрофиром II; только по большей свежести минералов первого можно предполагать его более молодой возраст. Гранит-аплит и аляскит, вероятно, одно-возрастные и секут лампрофир II.

Полевошпатовые жилы секут аплит, но сами пересекаются кварцевыми жилами. Можно думать, что обе группы жил почти одновозрастны и принадлежат к одному семейству молибденоносных гидротермальных рудных жил. Наконец, самыми молодыми являются разнообразные низкотемпературные кварцевые жилы, рассекающие Северо-Тиманский плутон, а также пегматиты Канина. Несколько менее

Породы жильной формации	Габбро оливиновое	Эссексит	Диорит	Камптонит (лампрофир I)	Нефелиновый сиенит	Щелочной сиенит	Нормальный сиенит	Кварцевый сиенит	Гранит	Сиенит-аплит	Лампрофир II	Спессартит (авгитовый порфирит)	Гранит-аплит и аляскит	Пегматит и полевошпатовые жилы	Кварцевые жилы
Габбро оливиновое	x	x	x	+?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Эссексит	x	x	x	+?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Диорит	x	x	x	+?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Камптонит (лампрофир I)	-?	-?	-?	x	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Нефелиновый сиенит	-	-	-	-	x	x	x	x?	+	+	+	+	+	+	+
Щелочной сиенит	-	-	-	-	x	x	x	x?	+	+	+	+	+	+	+
Нормальный сиенит	-	-	-	-	x?	x?	x?	x	+	+	+	+	+	+	+
Кварцевый сиенит	-	-	-	-	-?	-?	-?	-?	x	+	+	+	+	+	+
Гранит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	+	+	+	+	+
Сиенитовый аплит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	+	+	+	+	+
Лампрофир II	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	+	+	+	+
Спессартит (авгитовый порфирит)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-?	x	+	+	+
Гранит-аплит и аляскит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	+	+
Пегматит и полевошпатовые жилы	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	+?
Кварцевые жилы	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-?	x

Условные обозначения:

* — породы одновозрастные.

— породы горизонтальной строки секут породу вертикального столбца.

+ — породы горизонтальной строки секутся породами вертикального столбца.

определенно положение вогезитов Среднего Тимана. Учитывая их обогащенность титаном, щелочными минералами и более поздний метаморфизм этих пород, связанный с внедрением гранитов, следует думать, что они должны быть близки к сиенит-аплитам и лампрофирам Северного Тимана.

Интрузивные породы Северного Тимана и Канина, вероятно, близки по возрасту к кембрийским интрузиям Северного Урала. Особенностью пород Северного Тимана является широкое распространение щелочных разностей. Такие особенности их хорошо согласуются с характером вмещающих толщ, более сходных с отложениями краевой зоны древнего палеозоя Урала, чем с отложениями Центральной зоны Уральского хребта, прорванными нормальными гранитами.

Как указывалось, возрастные соотношения интрузивных пород Канина и Тимана полностью не выяснены, и это трудно сделать вследствие разобщенности их выходов и неполноты соотношений с осадочными породами.

Представляется вероятным, что здесь развиты три разновозрастных и разнотипных интрузивных комплекса: 1) габброиды, сопоставимые с кембрийскими габброидами Урала; 2) граниты (Канин, Верхняя Чуть), которые можно сопоставить с предтремадокскими гранитами Полярного и Северного Урала; 3) щелочной комплекс Северного Тимана досилурийского возраста. Подобные сложные щелочные интрузии, в которых присутствуют и граниты, нередко располагающиеся в краевых частях складчатых поясов, обычно имеют возраст более молодой, чем граниты Центральной зоны.

Полезные ископаемые байкальского времени. В пределах Тимана и Канина промышленных месторождений каких-либо минералов, связанных с байкальским магматизмом, неизвестно. На Северном Тимане гидротермальные жилы и аплиты (район интрузий мыса Большого Румяничного) содержат молибденит, сфалерит, халькопирит и галенит, но количество рудных минералов, по-видимому, незначительно. На Среднем Тимане может представлять интерес железо. В этом отношении особое внимание следует обратить на железные руды, образовавшиеся в результате обогащения магнетитом и другими железосодержащими минералами кварцитов четласской свиты. Подобные же руды обнаружены на Северном Урале.

Некоторые указания на наличие сульфидного оруденения имеются в районе Мезенской петли. На Канине с пегматитовыми жилами связана слюда, которая в XVI в. даже добывалась в этом районе. Промышленное значение может иметь также гранат.

В общем, металлогения Тимана несколько напоминает металлогению нижнего палеозоя Полярного Урала, но изучена она еще явно недостаточно.

Явления метаморфизма байкальского складчатого пояса. Явления метаморфизма, связанные с интрузивной и жильной формациями байкальской складчатости, изучались Д. П. Сердюченко (1947, 1956, 1959). Так же как на Полярном Урале и Тимане, характер проявления метаморфизма был весьма разнообразен.

1. Метаморфизм региональной стадии проявился повсеместно, но неравномерно. В области стыка Тимана и Урала на Джеджим-Парме он незначителен. Наоборот, на Канине, на севере Тимана, на Среднем Тимане и в области Ухтинской складки он более интенсивен. Минеральные изменения на этой стадии были вызваны общим глубоким погружением осадков и, по-видимому, усиливались вследствие динамометаморфизма, развивавшегося в результате глубинных движений. В это время образовались известково-слюдисто-кварцевые, гра-

нат-слюдисто-графитовые, кварц-андалузитовые и другие сланцы, а также слюдястые кварциты.

2. Метаморфизм, связанный с интрузиями, может быть охарактеризован как контактово-пневматолитический. Максимальный метаморфизм связан с внедрением гранитов и их жильных аналогов. Степень метаморфизма очень неравномерна и зависит от близости сланцев к магматическому очагу. Слабее выражен контактовый метаморфизм около интрузий оливиновых габбро и сиенитов Северного Тимана.

Участками наибольшего проявления регионального метаморфизма являются: северо-восточное побережье Канина и мыс Микулкин, мысы Большой Румяничный и Большой Камешек на Северном Тимане; на Среднем же Тимане — район верховьев р. Мезени. На Южном Тимане глубоко метаморфизованы древние породы Ухтинской складки и в бассейне Верхней Чути. Относительно слабо метаморфизм этого типа сказался в районе Очь-Пармы и совсем не чувствуется вблизи Джеджим-Пармы.

Во время внедрения гранитов произошел привнос в сланцы значительного количества летучих компонентов и в связи с этим перемещение химических элементов внутри пород.

Процесс метасоматоза характеризуется привносом титана, бора, фосфора и фтора, что приводит к образованию титановых минералов, турмалина, апатита и флюорита. На Северном Тимане, кроме того, наблюдается обогащение биотитом, эгирином и рибеккитом, т. е. проявление щелочного метасоматоза. С ним же, по-видимому, связано здесь и обогащение литием. Кроме этих минералов, повсеместно развиваются полевые шпаты. Особенно значительна роль фельдшпатизации для метаморфических сланцев Южного Тимана.

3. Регрессивный метаморфизм является третьей стадией изменений. Он характеризуется распадом высокотемпературных минералов, образовавшихся в предыдущей стадии. При этом происходит их замещение минералами эпизоны. Обычными изменениями являются: замещение плагиоклаза эпидотом, соссоритом, серицитом; биотита — хлоритом, мусковитом; магнетита и титаномагнетита — лейкоксеном, хлоритом, анатазом (рутилом), кальцитом, кварцем. Андалузит замещают сростки хлорита и кварца. Этот процесс, возможно, вызван прогрессивно охлаждавшимися гидротермами, связанными с теми же гранитными интрузиями.

На Тимане, подобно Полярному Уралу, эта стадия характеризуется выносом железа из силикатных соединений. Конечным итогом является полное перерождение метаморфических сланцев, превращение их в сланцеватые слюдясто-хлоритовые породы.

Девонская магматическая деятельность на Тимане и Канине проявилась главным образом в излиянии базальтов и частью в виде гипабиссальных интрузий основного состава.

Время, в течение которого происходили излияния базальтов, лежит в пределах от верхов живецкого яруса до начала среднефранского подъяруса.

На Канине Е. М. Люткевич (1948а, б) наблюдал два покрова базальтов, что соответствует по крайней мере двум максимумам эффузивной деятельности. На многократность излияний базальтов на Среднем Тимане указывает Ф. Н. Чернышев (1891б); А. А. Чернов наблюдал на Северном Тимане до восьми последовательных покровов базальтов.

Наличие по крайней мере двух максимумов эффузий устанавливается также наблюдениями П. Е. Оффмана и А. С. Новиковой. Это же следует и из наблюдений Э. А. Кальберг, отметившей, что эффузивный покров в бассейне р. Цильмы прорывается дайками диабазов.

Вулканогенные толщи девона Тимана приурочены к отчетливому прогибу, характеризующемуся повышенными мощностями среднедевонских отложений (восточнотиманский тип разреза). С запада вулканогенные толщи оборваны сбросами, и еще западнее средний девон отсутствует. В направлении на северо-восток вулканогенный комплекс сменяется глинисто-карбонатными отложениями открытого моря (Солнцев и Кушнарева, 1957).

В направлении на юго-запад базальты девона встречены еще раз буровыми скважинами в г. Солигаличе. Они имеют здесь мощность 15 м и подчинены самым нижним горизонтам живетского яруса (Люткевич и Пейсик, 1957).

Изверженные породы девонского возраста. Изверженные породы девона, представленные основными породами, на Тимане и Канине пользуются широким распространением, не образуя сплошного покрова, как это представлялось Ф. Н. Чернышеву (1891а, б, 1915). Они приурочены к довольно узким зонам разломов, пересекающим древнее основание и частью осадки более позднего среднепалеозойского времени.

Выходы базальтов известны на Канине, на севере по р. Тавро-яха, в районе мыса Эрны-Сале, на берегу бухты Красной. На юге Канина они найдены в районе мыса Микулина, вблизи р. Жемчужной.

На Северном Тимане базальты известны по рекам Выреи, Большой Иевке, на Болванской сопке, на сопке Лабахей, на Чайцных мысах, на Нижней Ламце, на реках Черной, Белой и в районе мыса Большого Румяничного.

На Среднем Тимане их покровы и жильные образования известны по р. Пижме Печорской и в верхнем течении р. Пижмы Мезенской, по левым притокам р. Мылы, а также на реках Листвиничной и Каменной Валсе. Кроме того, они найдены на реках Гнилой, Верхней Пузле и Мезени.

В пределах Ухтинской складки и ее южного продолжения В. А. Калюжный (1948) описывает диабазы, близкие по составу к базальту более северных частей Тимана.

Среди изверженных пород девонского возраста различаются жильные и эффузивные разности. Эффузивные базальты образуют многочисленные покровы и лавовые потоки, как правило залегающие в туфах или туфогенно-осадочных породах. В заключающих их осадках встречаются вулканические бомбы и лапилли. А. А. Чернов (1947б), Г. А. Чернов (1959) и другие исследователи указывают на многократное переслаивание базальтовых покровов на Северном Тимане (до восьми на р. Иевке), а Е. М. Люткевич на п-ове Канин в описании среднего девона местами отмечает сплошную толщу эффузивов мощностью до 100—150 м. Строение покровов, особенно крупных, закономерно: нижняя часть их представлена более плотными породами; верхняя же — пузыристыми лавами, в пустотах которых выделяются кальцит, халцедон, а иногда цеолиты, описанные А. А. Штукенбергом (1875) и А. Е. Ферсманом (1913). Переслаивание с морскими и озерными песчаниками и глинистыми осадками, незначительность контактных воздействий на осадочные породы, наконец, богатство палагонитом позволяют считать, что излияние большинства девонских базальтов Тимана происходило под водой.

Породы жильной фации представлены на Тимане и на Канине диабазами и базальтами. На Канине они развиты вдоль его юго-западного и северо-восточного краев. У юго-восточной оконечности Канина дайки диабазов вместе с жильными базальтами, представляющими, вероятно, корни покровных излияний, располагаются у краев

Химические анализы изверженных пород Тимана

Название породы	Фаза	Цикл	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П. п. п.	H ₂ O	Сумма
Гранит	II-a	Кембрийский	70,82	0,55	13,26	1,89	1,70	0,11	2,14	0,65	—	4,40	3,84	0,20	—	0,78	—	100,34
Лампрофир II	II-б	"	41,26	2,36	13,52	7,46	2,36	0,02	11,00	11,63	—	1,07	4,48	—	—	4,41	0,40	99,87
Авгитовый порфирит	"	"	42,38	3,06	23,10	2,49	7,68	0,28	0,75	12,72	—	2,48	2,95	0,31	—	1,53	0,36	100,15
Гранит-аплит	III-б	"	74,74	0,08	13,88	0,12	0,35	—	0,05	0,48	—	4,50	4,96	0,23	—	0,39	—	99,78
Базальт верхней части покрова	Эффузивная	Девонский	41,91	1,55	17,45	6,07	3,77	0,73	5,82	8,38	—	2,73	0,86	0,18	—	7,58	1,98	99,01
Базальт палагонитовый из средней части	"	"	49,28	1,45	14,64	4,32	9,27	0,17	6,13	10,86	—	1,44	0,43	0,39	—	2,20	0,89	101,47
Базальт анальцимовый	"	"	47,66	0,50	16,60	4,67	5,20	0,12	9,05	11,03	0,07	2,30	0,53	—	—	2,77	—	100,50
Базальт	Жильная	"	48,91	1,24	16,26	6,40	4,82	0,18	5,84	9,40	0,12	3,03	0,85	0,11	—	2,13	1,34	100,63
Диабаз (Ухта)	"	"	47,71	0,93	16,58	1,99	7,84	0,17	5,44	9,95	—	3,83	0,55	0,24	—	2,48	3,77	101,48

Таблица 24

Средние параметры, по А. Н. Заварицкому

Название пород	Фаза	Цикл	Основные				Дополнительные					
			a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ
Гранит	II-a	Кембрийский	14,4	0,8	7,5	77,3	42,1	45,6	12,3*	64,0	0,5	20,2
Лампрофир II	II-б	"	8,7	4,7	37,1	49,5	23,4	50,9	25,7	25,8	4,0	17,3
Авгитовый порфирит	"	"	11,1	12,2	18,2	58,5	61,4	7,8	30,8	56,0	5,1	13,6
Гранит-аплит	"	"	16,6	0,6	0,7	82,1	54,6	9,1	36,3*	58,1	0,1	9,0
Базальт покровный	Эффузивная	Девонский	8,6	9,3	25,0	57,1	44,0	46,0	10,0	82,20	2,8	24,3
Базальт палагонитовый	"	"	3,8	8,1	29,1	59,0	44,6	36,7	18,7	85,1	2,1	13,1
Базальт анальцимовый	"	"	6,0	8,4	30,0	55,6	30,5	52,1	17,4	88,0	0,7	13,4
Базальт	Жильная	"	8,3	7,2	25,7	58,8	41,5	40,0	18,5	83,6	1,7	22,1
Диабаз (Ухта)	"	"	9,6	6,9	25,4	58,1	38,5	38,4	23,1	91,7	1,3	7,0

Примечание. В анализах, где с' помечено знаком *, вычисляется a'.

полей эффузивов верхнего девона, мощность которых достигает 150—200 м.

Диабазы в этой серии жильных пород представлены офитовыми интерсертальными разностями, изредка содержащими ромбический пироксен и оливин. Среди жильных базальтов наблюдались безоливиновые разности, оливиновые и анальцимовые базальты. Для некоторых разностей характерно присутствие пижонитового пироксена.

Породы эффузивной фации представлены базальтами, из которых наиболее типичным является палагонитовый базальт иногда со слабо выраженной порфиroidной структурой. Вкрапленники — очень редкие и мелкие призмочки лабрадора. Примерный минеральный состав: лабрадор (36%), энстатит-авгит (43%), магнетит (6—7%), апатит (1—2%) и около 14% палагонита, возникшего главным образом из стекла. Это стекло слабо двупреломляет, аморфно; цвет светло-бурый; играет роль мезостазиса.

Анальцимовый эффузивный базальт очень близок к описанному палагонитовому. Отличается от него он только тем, что участки между кристаллами лабрадора, лабрадор-андезина и пироксена, которые образуют хорошо выраженную офитовую структуру, заполнены анальцимом.

Оливиновый базальт с гуллитом распространен менее других разностей. Палагонит и анальцим в нем отсутствуют. Химические анализы девонских основных пород приведены в прилагаемых таблицах (табл. 23, 24).

Взаимоотношения между вулканогенными породами девонского времени очень просты: все полнокристаллические разности являются или корнями покровов, или слагают их внутренние части. Мандельштейновые разности (более основные, чем остальные базальты) образуют «корку» этих покровов. Очень может быть, что палагонитовые и анальцимовые разности относятся к подводным потокам, а оливиновые — к наземным излияниям.

Следует отметить слабое контактное воздействие диабазов и базальтов на окружающие породы, кроме, может быть, песчаников Ухтинской складки, по наблюдениям В. А. Калюжного (1948), в контакте с диабазами подвергшихся ороговикованию. Диабазами здесь изменены коллекторские свойства пористых пород нефтеносной свиты. По своему характеру и составу изверженных пород вулканизм девонского времени имеет платформенный характер.

Полезные ископаемые, связанные с девонским вулканизмом, по-видимому, не представляют особого интереса. К ним относится барит, найденный А. А. Черновым в пустотах мандельштейнов, в конгломератах, подстилающих базальт, в верхнесилурийских отложениях и реже в жилах, секущих базальт. В жеодах базальта Л. Д. Берсудский в 1931 г. обнаружил исландский шпат. Халцедон и агат, отличающиеся крайней неоднородностью, непригодны для технического целей. Необходимо исследовать вопрос о генезисе алмаза, найденного на Среднем Тимане.

Пермские (?) диабазы. У с. Серегова, в нижнем течении р. Выми, в кепроке соляного купола, слагаемого нижнепермскими отложениями, встречены диабазы, рвущие соль и покрывающие ее породы. Скважины прошли по диабазам около 100 м. Контактное воздействие диабазов на соль и пермские глины выражено главным образом привнесением железа и бария, выпадающих в большом количестве в виде гематита и конкреций барита. Эти диабазы представляют собой, по-видимому, неки и силлы, внедрившиеся в пермский соляной купол в конце татарского века, т. е. в одну из последних фаз варисского тектогенеза (Кальберг, 1951).

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ, ПАЙ-ХОЕ И В БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЕ

Наиболее существенные результаты изучения магматизма и метаморфизма Полярного Урала получены только в последние три десятилетия, поэтому можно не останавливаться на более старых работах.

На Пай-Хое более или менее подробное описание условий залегания изверженных пород и соотношений между ними даны Е. А. Кузнецовым и К. П. Астащенко (1938), работавших на побережье Югорского Шара в 1930 г.

В 1931 г. Н. Н. Иорданский (1933б) исследовал брекчиевидные породы, найденные в бассейне р. Кары еще О. О. Баклундом (1912а), ошибочно принявшим их (Backlund, 1929а, б) за тиллиты пермского времени. Н. Н. Иорданский, сопоставив эти породы с базальтами гряды Чернышева, впервые указал на их вулканическую природу, что было окончательно подтверждено Н. В. Яцюк (Рысюков, 1939).

Сведения о палеозойских диабазах Пай-Хоя мы находим в отчетах Л. Косого и Н. Нефедова о работах, произведенных в 1932 г., а также А. А. Музылева (1930—1934 гг.) и других геологов Вайгачской экспедиции. Результаты работы последних положены в основу работ П. В. Виттенбурга (1940) и Л. Дмитриева (1939 г.).

В 1933 г. А. А. Чернов (1936а) и Г. А. Чернов (1936) установили в бассейне р. Коротайхи верхнедевонские диабазы, а в 1936 г. С. Н. Волков и Н. В. Яцюк (1937а) обнаружили их в бассейне р. Силовы и указали еще ряд новых выходов в различных частях Пай-Хоя.

Н. В. Яцюк в 1938 г. был составлен обстоятельный петрографический очерк диабазов и габбро-диабазов Карского района юго-восточной части Пай-Хоя, не утративший своего научного значения и в настоящее время.

Много новых данных по вулканизму Урала и Пай-Хоя было получено в результате исследования А. В. Хабакова (1945а, б), В. Н. Кузнецова (1938 г.) и О. Л. Эйнора (1946а).

В 1941 г. О. Л. Эйно́р, работая на стыке Пай-Хоя и Полярного Урала, одновременно с Н. В. Шмелевым (1944), нашел в бассейне р. Силовы базальтовые покровы, приуроченные к границе казанского и татарского ярусов.

Первые указания на наличие вулканических явлений в гряде Чернышева находим в путевом дневнике архимандрита Венямина (1855 г.), где упоминается о теплом источнике Пым-Ва-шор.

В 1909 г. эти источники осмотрел Н. А. Кулик (1909), который вместе с С. Керцелли обнаружил на р. Адзьве вблизи этих источников выходы молодого базальтового покрова (Кулик, 1918, 1925). Петрологии этих пород посвящена работа О. О. Баклунда.

В 1929 г. А. А. Чернов, более подробно изучив условия залегания адзвинских базальтов, установил их налегание на верхнепермские породы и высказал предположение об их мезозойском возрасте. В 1938 г. К. Маштрыков доказал, что район распространения базальтов значительно шире, найдя их на р. Лек-Роговой, т. е. севернее гряды Чернышева. Новый взгляд на происхождение и возраст базальтов Адзвы был высказан О. Л. Эйно́ром (1946а) в результате его работ 1942 г., когда им были описаны активные контакты базальтовых силлов с кимериджем, чем устанавливался их постюрский возраст. Эти взгляды оспариваются М. И. Пархановым и в настоящее время не поддерживаются большинством геологов.

На Урале в последние десятилетия производились очень большие исследования, осветившие вопросы магматизма и происхождения метаморфических толщ.

В 1913 г. Н. А. Куликом (1925, 1927) были впервые на Полярном Урале обнаружены большие дунито-перидотитовые массивы Рай-Из и Пай-Ер, хромоносность которых была установлена им в 1924 г. В 1925 г. А. Н. Заварицкий (1937) подробно обследовал и изучил петрологию Рай-Иза, а Г. Л. Падалка (1936) исследовал Пай-Ер. Несколько позже А. Н. Алешков опубликовал ряд статей (1935б, в, 1937 а, б, в) по геологии Полярного Урала.

Значительные петрографические и съемочные работы были начаты на Приполярном Урале в 1932 г. Н. А. Сириным (1937а, б, в, 1945 б). Он продолжал их с сотрудниками вплоть до 1948 г.

Этими исследованиями охвачены преимущественно восточная и отчасти центральная полосы Урала, особенно же Ляпинский и Сосьвинский районы. Интерес этих работ заключается в их комплексности. Они позволили привязать отдельные этапы вулканической деятельности к стратиграфическим горизонтам, чему способствовали в особенности работы К. А. Львова (1936—1938 гг.) и С. Н. Волкова (1938, 1948).

Особенно важную роль в изучении вулканизма западного склона и центральной части Полярного Урала сыграли работы геологов Воркутинского комбината. Среди них особенно важны исследования К. Г. Войновского-Кригера и Г. П. Софронова (1944а, 1947, 1948). В работах К. Г. Войновского-Кригера для западного склона Полярного Урала отмечены вулканические проявления различного возраста, преимущественно в «лемвинском комплексе»¹ палеозоя, и выделены изверженные породы доордовикского, силурийского и каменноугольного возраста.

Г. П. Софронов исследовал и описал изверженные и частично расчленил метаморфические породы главным образом Центральной зоны и частично восточного склона хребта. Для этой части Урала он предложил одну из первых схем стратиграфии древних толщ (Софронов, 1956).

В бассейнах рек Манараги, Маньи, Вангыра и Патока в течение 1942—1947 гг. проводились исследования Г. П. Петруниным, Е. Иншиным, Е. Поляковым, Г. В. Меркуловой и А. Е. Карякиным (1946 г.). Этими работами было установлено наличие железных руд на Верхнем Вангыре. В 1944 г. были начаты, а в 1946—1947 гг. продолжались геологические работы Северной экспедиции Академии Наук под руководством Н. А. Сирина и В. В. Меннера.

В 1945 г. на восточном склоне Полярного Урала, в бассейне р. Хулги, и на западном — в бассейне р. Косью — работали геологи Уральского управления: на востоке — И. Ленных, а на западе — М. Е. Ненахов и М. Чурсина. В 1947—1948 гг. в бассейне р. Косью вели геологические исследования В. В. Маркин.

С 1948 по 1951 г. Б. Я. Осадчев (1951а, б) произвел съемку северной оконечности Урала в районе Константинова Камня и юго-восточной части Пай-Хоя. Эти работы были продолжены А. М. Ивановой.

С 1949 по 1956 г. под руководством Н. А. Сирина в центральной части и на восточном склоне Полярного Урала проводятся систематические геолого-петрографические исследования. В разные годы в этих работах принимали участие С. Г. Боч, С. Н. Волков, В. А. Дедеев, Т. К. Кожина, Н. П. Лупанова, В. В. Маркин, Ю. Е. Молдаванцев,

¹ Последующими исследованиями они отнесены к ордовику.

В. Ф. Морковкина, Н. Г. Удовкина, И. А. Преображенский, Н. П. Херасков, Г. В. Шмакова и др.

С 1950 г. в северных районах Урала геологические исследования проводятся К. И. Прохоровой, В. Я. Устиновым, В. А. Лидер, М. П. Мезенцовым, А. П. Цымбалюк и многими другими геологами Свердловского и Тюменского геологических управлений б. Министерства геологии и охраны недр СССР.

Наконец, в течение последнего десятилетия на севере Урала, главным образом в его центральной части и на восточном склоне, геологические исследования проводятся К. П. Евсеевым, Н. И. Попович, А. Г. Комаровым, Ю. Е. Молдаванцевым, В. Н. Малашевским, Ю. Б. Евдокимовым и другими сотрудниками ВСЕГЕИ.

В результате всех этих работ довольно определенно обрисовались история магматической деятельности на Полярном и Приполярном Урале и особенности его металлогении. Однако геологическая датировка древнего (кембрийского?) вулканизма и более поздних его этапов остается несколько условной в связи с теми трудностями, которые представляет разрешение стратиграфических и тектонических вопросов древних метаморфизованных толщ.

Общая характеристика магматической деятельности. Приводимые здесь характеристики докембрийских и кембрийских осадочных отложений, а также эффузивных и интрузивных пород базируются в первую очередь на материалах К. А. Львова (1959) по наиболее детально изученному Ляпинскому краю. Работы Б. Я. Осадчего на крайнем севере Урала, за Полярным кругом, показали, что и здесь можно выделить по существу те же самые свиты, что и в Ляпинском крае, с такими же закономерностями пространственного изменения и соотношения. В последние годы начал поступать более детальный материал и по интрузиям Полярного Урала.

Древнейшая шатмагинская, повсеместно глубоко метаморфизованная свита, предположительно протерозойского возраста, выходящая в брахиантиклинальных структурах, пронизана интрузиями метаморфизованных габброидов и гнейсифицированных гранитов. Продукты размыва этих гранитов, по К. А. Львову, встречаются в конгломератах вышележащей ошизской (нижнекембрийской?) свиты. К протерозою предположительно относят также толщу кристаллических сланцев с обильным развитием различных гнейсов, выходящую по рекам Тохлая, Большая Хосею и Нерка-ю. Другие исследователи — И. В. Ленных, Е. П. и Ю. Е. Молдаванцевы — считают их метаморфизованным нижним палеозоем.

На Полярном Урале наиболее древним является хадатинский метаморфический комплекс, в составе которого большое развитие имеют вулканогенные сланцы альбит-эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Аналогичные породы имеют развитие в Войкар-Сыньинском районе. Метаморфический комплекс плагиоклазовых гнейсов (с гранатом, ставролитом и кианитом) и амфиболитов (с основным и средним плагиоклазом и моноклинным пироксеном) на Полярном и Приполярном Урале, по Ю. Е. Молдаванцеву, возник под воздействием гранитных интрузий из самых молодых доордовикских свит. Более полно история и характер магматической деятельности протерозоя для Полярного Урала пока не охарактеризованы.

Палеозойская магматическая деятельность на Полярном Урале тесно связана с историей развития и формирования двух разновозрастных подвижных поясов: более древнего верхнепротерозойско-кембрийского, или байкальского, и более молодого каледонско-герцинского.

Внутренние зоны байкальского подвижного пояса, характеризующиеся развитием основных эффузивов в спилитовой и андезитовой формациях, основных и ультраосновных пород и кембрийских гранитов, совпадают с антиклинорием Урал-Тау. Последний испытал весьма интенсивные деформации, особенно на востоке, и в процессе развития герцинского подвижного пояса, но для него он играл уже роль краевого антиклинория.

Внутренние зоны каледонско-герцинского подвижного пояса в основном располагаются к востоку от антиклинория Урал-Тау. На Полярном Урале обнажена лишь одна из них, а именно, западная, или, как ее часто называют, Тагило-Магнитогорская интрагеосинклиналь с прорывающими ее ультраосновными интрузиями. Более восточные зоны целиком скрыты мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Кембрийская магматическая деятельность начинается основными и частью кислыми эффузивами, подчиненными первой нижнекембрийской серии свит от ошизской до шокурьинской, а также, может быть (по К. А. Львову), интрузиями плагиигранитов. Во время отложения этих свит, главным образом пуйвинской и шокурьинской, вулканические проявления не достигают еще большей интенсивности.

Несравненно более интенсивен вулканизм времени отложения хобейнской и особенно маньинской свит. В основном он разыгрывается в центральных и восточных районах антиклинория и представлен здесь излияниями эффузивов диабаз-порфировой и андезитовой формаций. Вулканические излияния сопровождалось внедрением основных и ультраосновных интрузивов, а также разнообразной серией гипабиссальных пород, предшествовавших внедрению больших интрузий гранитов кембрия.

Присутствие на Полярном Урале верхнекембрийских отложений сомнительно. Этот возраст на западном склоне могут иметь отложения нижней части тельпосской свиты, а на восточном — полимиктовые песчаники, состоящие из обломков различных эффузивов, залегающие над порфиритами маньинской свиты. В том и другом случае характер отложений свидетельствует о начавшихся поднятиях, сопровождающихся спадом или полным прекращением вулканической деятельности.

В промежутке времени между отложениями маньинской и тельпосской свит происходит внедрение больших гранитных масс, носящих признаки «синкинематических» интрузий. Время их внедрения, очевидно, отвечает эпохе подъема Центрального антиклинория кембро-протерозойского подвижного пояса. Гранитные интрузии этой эпохи на Полярном и Приполярном Урале имеют сложный характер. Сравнительно слабое развитие среди них имеют плагноклазовые гранитоиды; преобладают биотитовые, сравнительно лейкократовые микроклин-пертитовые граниты и гнейсограниты (Кожина, 1955; Сирин, 1945; Фишман, 1956). Местами, особенно к северу от массива Рай-Из, в пределах Харбейского антиклинория и Лонгот-Юганского поднятия, большое развитие имеют аляскитовые граниты. На этих интрузиях иногда трансгрессивно залегают тельпосская свита, низы которой в этом случае сложены аркозовыми конгломератами и песчаниками, но часть аляскитовых гранитов, по-видимому, прорывают низы ордовика. К более позднему времени, вероятно, относятся малые трещинные интрузии микропегматитовых калиевых гранитов восточной зоны Ляпинского края. Эти интрузии, по К. А. Львову, прорывают предположительно ордовикские отложения.

Развитие каледонско-герцинского подвижного пояса на Урале ознаменовалось образованием во внутренних его зонах, по-видимому, не позже середины ордовика, глубоких прогибов, в которых с самого начала их формирования проявляется чрезвычайно интенсивный вулка-

низм, продолжавшийся до середины верхнего девона, и происходит внедрение ультраосновных и основных пород и сопровождающих их интрузий кварцдиоритового и плагиогранитного состава. В пределах южной части Полярного Урала под покровом мезозойских и кайнозойских пород на восточном склоне обнажена лишь западная часть такого прогиба. В пределах его достоверно установлено присутствие силурийских ниже- и среднедевонских основных эффузивов, порфиритов и диабазов, прорванных гипербазитами, габбро и серией пород кварц-диоритового и плагиогранитного состава.

Среди Войкар-Сыньинских интрузий наиболее древними являются перидотиты, хотя есть указания на присутствие еще более древних габбро-амфиболитов.

Породы же диорит-плагиогранитного ряда моложе перидотитов. Соотношение гипербазитов с древними кембрийскими гранитоидами наблюдалось Г. П. Софроновым (1946 г.) и В. П. Белоусовой (1947 г.) вблизи Ингилорского перидотитового массива, где микроклин-пертитовые граниты пересекаются апофизами перидотитов. Ю. Е. Молдавонец (1958, 1957 г.) пришел к выводу о сложной «полихронной» истории формирования в зоне глубинного разлома Войкар-Сыньинского массива. Значительную часть амфиболитов этой зоны он относит к доордовикским образованиям, включающим как эффузивные, так и интрузивные метаморфизованные основные породы. Кембрийский возраст имеют также огнейсованные тонолиты, плагиограниты и мусковитовые граниты, не оказывающие контактного воздействия на силурийские отложения. В силуро-девонское время в ту же зону глубинного разлома интродировали гипербазиты, а затем кварцевые диориты и гранодиориты.

Вопрос о возрасте больших перидотитовых массивов Полярного Урала, слагающих Войкар-Сыньинскую интрузию, Рай-Из и более северные интрузии в нижнепалеозойских отложениях, вызывает разногласия. Их часто выделяют в Полярно-Уральский перидотитовый пояс. Непосредственно они прорывают и метаморфизуют, по-видимому, лишь ордовикские и доордовикские толщи и не оказывают воздействия на эффузивы среднего палеозоя даже при очень близком соседстве.

Находки С. Н. Волкова (1948) на Приполярном Урале, в бассейне р. Ятрия, в основании эйфельского яруса, конгломератов с галькой пород габбро-перидотитовой формации определяют доэйфельский возраст последней, причем эти данные относятся лишь к платиноносной габбро-перидотитовой интрузии Нижне-Тагильского синклиория. Имеются указания о варисском (послесреднедевонском) возрасте гипербазитовых интрузий бассейна р. Хулги, высказанные С. Н. Волковым, и заключение И. В. Ленных о варисском возрасте габбро-перидотитовой формации Приполярного Урала, основанное на находке небольших интрузий габбро среди среднедевонских отложений более восточной зоны. Все это указывает лишь на то, что на Урале интрузивный процесс с образованием гипербазитов, габбро и габбро-диабазов, по-видимому, происходил многократно.

Все эти наблюдения показывают, что некоторые интрузии гипербазитов в бассейне р. Хулги, возможно, имеют более молодой (девонский?) возраст. По составу они принадлежат к перидотитовым интрузивным комплексам. Вместе с тем следует заметить, что вообще крупные интрузии варисских гипербазитов в Тагило-Магнитогорской интрагеосинклинали нигде достоверно не установлены.

По положению в геологических структурах Урала на западном обрамлении Тагило-Магнитогорской интрагеосинклинали, по громадному размеру и составу интрузий, в которых преобладают полосчатые гарцбургиты с трубообразными массами дунитов, и по соотношению

между горными породами (наличие двух генераций габбровых пород, предшествующих перидотитам габбро-амфиболитов и более молодых габбро и габбро-диоритов) гипербазиты Войкар-Сыньинской интрузии ближе всего напоминают громадные интрузии Южного Урала, для которых намечается долудловский возраст. По-видимому, этот возраст может быть принят и для интрузий гипербазитового пояса Полярного Урала.

Более молодые (доверхнеудловские) платиноносные габбро-перидотитовые интрузии протягиваются в пределах Полярного Урала восточнее перидотитового пояса и в значительной своей части скрыты под покровом мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Однако здесь они имеют, по-видимому, ограниченное распространение. Наиболее полное развитие платиноносная габбро-перидотитовая интрузия получает лишь в пределах Нижне-Тагильского синклинория.

К западу от интрагеосинклинального прогиба синклинория вулканогенные породы среднего палеозоя имеют незначительное развитие, и среди них преобладают диабазы. Они указывались лишь в пределах развития лемвинского комплекса палеозоя (Войновский-Кригер, 1946 г.) в силурийских и девонских отложениях в бассейне рек Лемвы и Паги и, по данным позднейших работ, относятся к ордовику.

Наконец, на Пай-Хое и в гряде Чернышева по окраинам предгорного верхнепалеозойского прогиба в конце татарского времени повторялись излияния базальтов. Работами последних лет на западном склоне Полярного и Северного Урала обнаружены довольно многочисленные интрузии долеритов, возможно комагматичные молодым базальтам Пай-Хоя.

Очень интересно наблюдение А. В. Хабакова, обнаружившего на р. Лемве небольшой массив калиевого гранит-порфира, прорывающего девонские, вероятно верхнедевонские, сланцы. О. А. Кондияин предполагает, что сходные интрузии в бассейне р. Печоры прорывают также отложения нижнего карбона. Возраст этих интрузий пока не удается точно установить. Наиболее молодые проявления магматизма на Урале наблюдаются в самых внешних его зонах — верхнепермские базальты Большеземельской тундры, верхнепермские или нижнемезозойские базальты и липариты Тургайского пролива (А. П. Сигов и О. В. Бурдина, 1952 г.). Поэтому не исключено, что интрузии бассейна р. Печоры моложе крупных герцинских интрузий гранитов Урала.

Магматизм байкальского подвижного пояса. Магматизм раннекембрийского времени (ляпинской серии К. А. Львова). Вулканогенные породы кембрия имеют очень широкое распространение на всем протяжении зоны Урал-Тау Полярного Урала. Они сильно изменены последующим метаморфизмом и превращены в различные сланцы зеленого цвета, в частности хлоритовые, утерявшие частично структуру первичных пород. Это относится в особенности к туффитовым фациям вулканогенных отложений и отчасти к тонкозернистым диабазам, тогда как порфириты, грубые туфы и фанеритовые диабазы часто сохраняют достаточно отчетливые структуры исходных пород.

Нижнекембрийская серия свит Полярного Урала представляет собой нормально развивающийся седиментационный цикл, начинающийся метаморфизованными грубообломочными породами, песчаниками ошизской свиты, сменяющимися сланцевыми породами пуйвинской свиты и затем карбонатными отложениями шокурьинской. В этой серии свит вулканические породы имеют подчиненное развитие. Наиболее древние эффузивы, представленные кислыми разностями, главным

образом порфирами, имеют некоторое развитие в ошизской свите. В подчиненном количестве встречаются основные эффузивы и туфогенные породы. Сланцевая пуйвинская свита, с содержанием зеленых сланцев туфогенного и вулканогенного происхождения, имеет несколько более значительное распространение на восточном склоне. В шокурьинской свите встречаются сильно метаморфизованные диабазы, порфириты и туфогенные сланцы.

Интрузиями, синхроничными, вероятно, времени образования этих свит (ошизской, пуйвинской и шокурьинской), являются гнейсифицированные плагiogраниты и кварцевые диориты по рекам Манье, Шокурья, стратиграфически не поднимающиеся выше шокурьинской свиты. Галька подобных пород, по К. А. Львову, встречена в хобеинской свите. Связанные с ними рудные проявления неизвестны.

Вышележащие хобеинская и маньинская свиты образуют серию, залегающую на более древних отложениях с признаками несогласия. Они соответствуют последней трансгрессии, непосредственно предшествовавшей общей инверсии.

Нижняя часть хобеинской свиты сложена базальными полимиктовыми (аркозовыми, граувакковыми) метаморфизованными песчанистыми породами, среди которых местами встречаются фельзитовые порфиры и кварцевые альбитофиры.

Породы верхней части хобеинской свиты в осадочной фации в своем первоначальном виде представляли тонкослоистые песчано-сланцевые отложения, по-видимому, содержащие ту или иную примесь вулканогенного материала. Осадочные породы верхней части хобеинской свиты, особенно в восточных районах, часто переслаиваются с зелеными слоистыми туффитами, с сильно измененными эффузивами основного состава, порфиритами и спилитами. Одновременно с развитием вулканогенных пород увеличивается мощность свиты.

Маньинская свита (и ее аналоги в более северных районах) представлена двумя фациями: сланцево-карбонатной, преобладающей на западном склоне, и вулканогенной, господствующей на восточном, где в связи с развитием вулканогенных пород наблюдается значительное увеличение мощности свиты, говорящее о дифференциальном прогибании восточной зоны, наметившемся уже во время формирования верхней части хобеинской свиты.

В строении вулканогенной зоны Полярного Урала во времена отложения маньинской свиты, как об этом можно заключить из анализа материала, приводимого К. А. Львовым, наметилась весьма характерная зональность. На восточном крыле антиклинория Урал-Тау и в его центральной части преобладающее развитие имеет однообразная и мощная толща порфиритов андезито-базальтового состава, сопровождаемая громадным количеством обломочных и кристаллических туфов. Преобладают в ней авгитовые порфириты и их туфы, подчиненное развитие имеют плагноклазовые и роговообманковые порфириты, иногда с кварцем во вкрапленниках. В этой зоне вулканогенная серия достигает максимальной мощности.

Западнее этой зоны преобладающее развитие имеют диабазы, спилиты, порфиры, кварцевые порфиры в виде фенокристаллов, содержащие наряду с альбитом микропертит и шахматный альбит, и альбитофиры. Основные эффузивы развиты преимущественно в нижней части вулканогенной толщи, а кислые — в ее верхней части.

В самых верхах свиты нередко вновь получают развитие осадочные породы, углисто-кремнистые ванадиеносные сланцы, встречающиеся, впрочем, и внутри вулканогенной серии.

Еще дальше к западу вулканогенные толщи маньинской свиты постепенно сменяются сланцевыми и сланцево-карбонатными фациями.

Подобная же закономерность строения вулканогенных зон Урала наблюдается также для силура, где она изучена более полно и детально. Она показывает, что в центральной, наиболее глубокой, части прогиба получает развитие базальтово-андезито-дацитовая серия пород, сопровождающаяся, как правило, обильными туфами, и отложенная, судя по обилию туфов, вулканами центрального типа. На краю прогиба обычно развиты кератофиры-спилитовые или диабаз-порфиры серии пород, в которых обычно лавы преобладают над туфами, а среди эффузивных пород господствуют два крайних типа пород: диабазы (спилиты) и порфиры (альбитофиры) при незначительном развитии пород промежуточного состава.

Среди диабазовых пород кембрия, очевидно, значительно развиты породы, сходные со спилитами. При дальнейшем метаморфизме они превращаются в альбито-хлоритовые сланцы, то сохраняющие следы бластодиабазовой структуры, то полностью ее утерывшие. Последнее обычно связано с развальцеванием и рассланцеванием породы. В серии порфиритов и их туфов нередко можно отчетливо заметить две последовательные стадии метаморфизма. Первая, идущая без рассланцевания, характеризуется развитием в породах альбита, эпидота, пумпеллита, хлорита и сюрсассита. На дальнейшей стадии метаморфизма, сопровождающейся возникновением сланцеватости, идет развитие волокнистого актинолита. Параллельно с этим процессом исчезает пумпеллит, сохраняющийся в актинолитизированных породах лишь в нераздавленных участках.

Среди порфиров, судя по химическим анализам, распространены разности, в которых калий преобладает над натрием. Фенокристаллы в них представлены калиевым полевым шпатом, пертитом, шахматным альбитом и альбитом, иногда сопровождаемыми кварцем.

Метаморфизм кислых эффузивов выражается в развитии серицита, кварца, биотитоподобного минерала и изредка сюрсассита и пьомонита. При сильной серицитизации кислые эффузивы превращаются в кварц-серицитовые сланцы. Развитие серицитизации очень часто сопровождается значительной пиритизацией породы, так что многие пиритизированные кварц-серицитовые сланцы не отличимы от аналогичных пород колчеданных районов Урала. Это отличиемство заставляет считать вероятным наличие в диабаз-порфировой маньинской свите колчеданного оруденения. Подобные существенные проявления колчеданной минерализации действительно встречены в последние годы на Полярном Урале.

Интрузивные породы добатолитовой стадии развития байкальского подвижного пояса представлены, во-первых, основными и ультраосновными интрузиями, во-вторых, серией гипабиссальных пород разнообразного состава, среди которых многие типы, видимо, являются комагматами излившихся пород и их субвулканическими интрузиями. Обе эти серии приурочены к районам распространения вулканогенных пород маньинской свиты и залегают среди них.

Интрузии основных и ультраосновных пород прорваны и метаморфизованы кембрийскими (дотремадокскими) гранитами.

Гальки ультраосновных пород наблюдались в конгломератах тельпосской свиты в районе хребта Енганэ-Пэ и в верховьях р. Кожима, чем определяется верхний предел возраста гипербазитов. Нижний предел устанавливается по соотношению их с вулканогенной серией маньинской свиты, которую они прорывают.

Ультраосновные породы и габброиды часто тесно взаимосвязаны и сопровождаются диоритами и кварцевыми диоритами. Как сообщает М. М. Ермолаев, диориты этой серии обнаруживают, по данным спектрального анализа, геохимическую близость к основным и ультраосновным породам и содержат в виде незначительной примеси никель, кобальт, ванадий, медь, свинец, иногда хром, но не содержат бериллия, в то время как диориты, ассоциирующие с гранитными интрузиями более позднего возраста, содержат бериллий, но не содержат никеля, кобальта и хрома. Возрастные взаимоотношения в этой серии пород недостаточно выяснены. Все же вероятно, что наиболее древними породами является группа перидотитов и пироксенитов, за ними следуют габброиды и диориты и, наконец, кварцевые диориты. Более определенно подобную последовательность указывает Ю. Е. Молдавандцев.

Кембрийские ультраосновные интрузии обычно залегают в вулканогенных зеленых сланцах и эффузивах верхней серии кембрия, образуя в них небольшие дайкообразные тела и пластовые залежи. Наиболее крупные интрузии достигают нескольких сотен метров вкост простираются и 4 км в длину. Они, как правило, представлены серпентинитами, обычно не содержащими отчетливых реликтов исходной породы, но известны аповерлитовые серпентиниты и верлиты, более редкие пироксениты с энстатитом и продукты их изменения в роговообманковые и актинолитовые породы. Встречаются перидотиты пойкилитовой структуры, дающие переходы к пикритоподобным породам.

В Ляпинском крае древний пояс перидотитов располагается преимущественно в спилито-диабазовой зоне.

Перидотиты, как обычно, содержат хромит, но его промышленные месторождения пока неизвестны. Габброидные интрузии имеют значительно большее распространение. Они представлены роговообманковыми габбро, чаще с габбро-офитовой структурой. С подобными интрузиями в более южных районах на Северном Урале связано небольшое Юбрьшкинское месторождение вкрапленных титаномagnetитов, а на Полярном Урале (по М. М. Ермолаеву) известна бедная вкрапленность и незначительная минерализация кварцевых жилков пирротинном, сульфидами никеля и меди.

Значительно более широкое развитие имеют габбро-диабазы и интрузивные диабазы, область распространения которых простирается также к западу от вулканогенной зоны кембрия. Породы этой группы, рассекающие кембрийскую толщу, почти несомненно разновозрастны. Наряду с диабазами и габбро-диабазами кембрийского возраста в нее входят также более молодые породы, интрузирующие ордовикские и силурийские отложения. Расчленение по возрасту обширной серии интрузивных диабазов и габбро-диабазов по их петрографическим и иным признакам является задачей будущего.

Метаморфизм основных интрузивных пород выражается в амфиболитизации, уралитизации и хлоритизации и нередко сопровождается рассланцеванием и развальцеванием. Метаморфизм габброидов с превращением их в амфиболиты в результате воздействия на них гранитных интрузий описан ниже.

Специального упоминания заслуживает особый случай метасоматического метаморфизма дайковых интрузий габбро-диабазов, известный и из более южных районов Урала, но особенно эффектно выраженный на Полярном Урале. Исходной породой являются фанеритовые, часто средне- и даже крупнозернистые диабазы офитовой и пойкило-офитовой структуры с розоватым или слегка фиолетовым авгитом и обильным ильменитом в характерных скелетных кристаллах. Эти породы подвергаются интенсивному щелочному натровому метасоматическому

тозу. На первой, по-видимому, наиболее высокотемпературной стадии авгит замещается интенсивно зеленым эгирин-авгитом, а плагиоклаз — чистым и прозрачным альбитом. Подобные породы встречаются сравнительно редко. В дальнейшем пироксены замещаются темно-синим амфиболом типа глаукофана или кроссита.

Параллельно идет развитие темно-бурого, плеохроирующего до золотисто-желтого, слюдообразного минерала, по-видимому, гидробиотита или стильпноелана, железистого эпидота и полное замещение ильменита сфеном, а плагиоклаза — альбитом.

На дальнейших стадиях наблюдается хлоритизация, развитие кальцита, крупнопластинчатого гематита и пирита. Реликтовая офитовая структура породы при этом может полностью сохраниться, хотя известны такие же глаукофано-альбитовые сланцы нематобластической структуры, о происхождении которых из фанеритовых диабазов говорят лишь развальцованные псевдоморфозы по скелетным кристаллам ильменита. Иногда в подобных породах встречается аксинит, но чаще бордовый метасоматоз с развитием аксинита в габбро-диабазов проявляется самостоятельно. Эти метасоматические изменения ограничены дайками габбро-диабазов и являются наложенными.

Кроме описанных ультраосновных и основных интрузий, в вулканогенной серии маньинской свиты залегают многочисленные мелкие интрузивные тела диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, микрогранитов, мусковитизированных гранит-порфиров, аплитов, диоритов, кварцевых диоритов и диабазов. Часть их петрографически близка к эффузивам и связана с ними переходами; это почти несомненно малые интрузии, синхроничные эффузивным породам, а некоторые, вероятно, являются корнями излияний эффузивов. Другие малые интрузии могут принадлежать жильной фации крупных гранитных интрузий.

Гранитные интрузии среднекембрийского (?) времени (патокской серии К. А. Львова). Выше дано обоснование кембрийского возраста крупных гранитных интрузий Полярного Урала.

Наиболее южным массивом, вероятно, имеющим этот возраст, является Мань-Хан-Хам-Ньер (или Мань-Хамбо) в бассейне Верхнего Илыча, самым же северным — Лемвинский массив с его апофизами и мелкими выходами в бассейне р. Пелингичея, т. е. главная масса гранитов Ляпинского края. Выходы гранитов, расположенные севернее в бассейне рек Ханмея и Харбея и в районе р. Лонгот-Югана, отнесены к древним образованиям условно ввиду отсутствия вполне определенных данных об их верхнем пределе возраста. Петрографические критерии говорят за однородность этой группы гранитов, так что нет никаких оснований приписывать однотипным гранитам к северу от Ляпинского края иной возраст; этого и придерживается в последних работах Ю. Е. Молдаванцев (Иванова и др., 1957). Ряд геологов, работавших на Полярном Урале (Г. П. Софронов, М. М. Ермолаев и др.), высказывались за послеордовикский возраст микроклин-пертитовых и аляскитовых гранитов, расположенных за Полярным кругом в бассейне рек Харбея, Ханмая, Лонгот-Югана и Щучьей, и за такой же возраст аляскитовых бассейна р. Торговой. Это представление базируется на факте пересечения кварцевыми плагиоклазовыми порфирами красных песчаников, которым по их литологическому типу предположительно приписывается тремадокский возраст. Если последнее предположение требует проверки, то уже вовсе спорно отнесение даек плагиогранит-порфиров с фенокристаллами кварца, серицитизированного плагиоклаза и с основной массой, состоящей из кварца, серицита и серицитизированного

плаггиоклаза, к синхронной жильной серии калиевых гранитов. Такие жильные гранитоиды часто являются более молодыми и тяготеют к районам интрузивной деятельности больших интрузий калиевых гранитов. Вместе с тем мы знаем, что аналогичные интрузии гранитов во всех районах почти всегда имеют сложный многофазный характер, и последней фазой в них являются аляскиты. Приписывать аляскитам значительно более молодой возраст нет оснований¹.

В Ляпинском крае в состав гранитоидов байкальского подвижного пояса входят кварцевые диориты, гранодиориты и плаггиограниты, имеющие значительно подчиненное распространение и представляющие, по-видимому, породы первой интрузивной фазы. Преобладающее развитие имеют биотитовые светло-серые и розовые крупнозернистые и иногда порфиридные граниты и гнейсо-граниты. По химическому составу они принадлежат к существенно калиевым разновидностям. Главными минералами являются микроклин-микрпертит, кислый плаггиоклаз, обычно альбит и олигоклаз-альбит, немного биотита, часто сопровождаемого мусковитом. Акцессорные минералы: рудные, апатит, циркон, редко ортит. Встречается касситерит и в шлихах шеелит. Вместе с микроклин-пертитовыми биотитовыми гранитами встречаются аляскиты и щелочные граниты с биотитом и роговообманковые лампрофиры, рассекающие граниты, аплиты и редкие пегматиты. Кварцевые порфиры и гранит-порфиры с микрогранитной и аплитовой структурой образуют секущие жилы, а также апофизы и иногда краевые фации, обычно также секущие диабазы, вероятно, принадлежащие какой-либо более поздней (силурийской?) эпохе проявления вулканизма.

Размеры гранитных интрузий большей частью не превышают 15—25 км в длину и 7—8 км в ширину. Лишь самый крупный интрузив Мань-Хамбо достигает в длину 50 км (Кожина, 1955; Преображенский, 1941).

Интрузии размещаются в Центральном антиклинории и обычно имеют вытянутую по простиранию линзообразную или пластообразную форму с крутым падением на запад и северо-запад.

К. А. Львов отмечает приуроченность многих интрузий к аркозам хобейнской свиты и приводит наблюдения, свидетельствующие о явлениях мигматизации этих аркоз. Лишь меньшие массы гранитов или их апофизы проникают в маньинскую свиту.

По общему типу гранитные интрузии Западной и Восточной зон Ляпинского края скорее следует отнести к глубинному типу. Некоторые из интрузий Ляпинского края непосредственно трансгрессивно перекрываются аркозами и аркозовыми песчаниками тельпосской свиты.

Интрузии Полярного Урала в бассейнах рек Щучьей, Харбея, Ханмея и в районе Ингилорского массива отличаются некоторыми особенностями ассоциации горных пород и минерального состава. В состав этих интрузий входят микроклин-пертитовые граниты равномернозернистой и реже порфиридной структуры, гнейсовидные и катаклазированные в их краевых частях. Граниты сложены обильным микроклин-пертитом (до 50%), кислым плаггиоклазом и кварцем. Биотит редок, обычно он замещен мусковитом. Акцессорные минералы: сфен, гранат, гематит, циркон, ортит, топаз, молибденит, обычен флюорит, выделяющийся преимущественно по трещинам. Лейкократовые и даже аляскитовые разности здесь имеют значительное развитие. В краевых частях интрузии наблюдаются явления гибридизации с вмещающими породами (Кожина, 1958).

¹ В последнее время, по данным определения абсолютного возраста аргоновым методом, по валовым пробам, М. В. Фишман указывает на присутствие более молодых гранитов, вплоть до верхнепалеозойских, что требует проверки более надежными методами.

Среди жильных пород, рассекающих граниты и их сопровождающих, наблюдались аплиты и кварцевые плагиоклазовые порфиры. Генетическая связь последних, пересекающих также песчаники, сходные с тремадокскими, с кембрийскими гранитами нам кажется не доказанной. Возможно, что они относятся к более поздней серии пост-батолитовых дайковых пород байкальского подвижного пояса. Как известно, на этих этапах появление дайковых пород более основного состава является характерным.

Перидотиты восточного склона прорывают граниты Ингилорского массива. Как указывалось, эти перидотиты по возрасту, вероятно, близки к границе силура и ордовика.

С гранитным комплексом байкальского подвижного пояса связаны незначительные проявления жильного кварц-арсенопиритового оруденения, сопровождающего плагиоклазовые гранитоиды и редкометалльное оруденение (Mo, W, Sn), ассоциирующее с лейкократовыми и аляскиотовыми гранитами. Более значительно процессы оруденения выражены на Полярном Урале, где преобладающее развитие имеют лейкократовые и аляскиотовые граниты, причем особо обращает на себя внимание широкое развитие молибденового оруденения.

В полярной части Урала в районе р. Лонгот-Югана В. А. Калюжным (1946) были выявлены выходы двуслюдяных микроклин-пертитовых гранитов со следами грейзенизации. Они содержат молибденит крупночешуйчатый, флюорит темно-лиловый, апатит и др. Там же обнаружены кварц-молибденитовые образования типа Чикойского месторождения, приуроченные к краевой части Лонгот-Юганского массива. В. А. Калюжным были выявлены кварцевые жилы с проявлением цинковой обманки, арсенопирита, халькопирита. В Пайпудыне установлены проявления свинцовых руд.

Месторождения пьезокварца Полярного и Приполярного Урала, очевидно, связаны с кембрийскими гранитами. Наиболее крупные месторождения встречаются там, где граниты пересекают кварциты кембрийской метаморфической толщи.

Постороженный магматизм байкальского подвижного пояса. Анализ состава и мощности тельпосской свиты приводит К. А. Львова (1948) к выводу, что высокогорная область, образованная салаирской складчатостью, располагалась на западе. В направлении на восток полимиктовые песчаники сменяются тонкозернистыми кварцевыми песчаниками и сланцами, и мощность тельпосской свиты уменьшается. Это дает основание считать, что в восточных районах сохраняется (или возникает) депрессионная постороженная зона. Морская трансгрессия ордовика распространяется с востока. Для подобных структур прогибов, возникающих на флангах антиклинорий с гранитными интрузиями, типичны постороженные малые интрузии. Однако в данном случае возможности для его проявления и полного развития были ограничены, так как по крайней мере со среднего ордовика восточные районы были вовлечены в качественно новый тип движений, знаменующих собой начало формирования каледонско-герцинского подвижного пояса Урала. К. А. Львов (1948) считает вероятным, что в центральных и восточных районах Ляпинского края во время сложения хыдейской свиты середины ордовика вулканизм был выражен достаточно отчетливо излияниями основных лав и выбросами туфов, тогда как на западе он, по-видимому, отсутствовал.

К постороженным малым интрузиям поздних этапов, возможно, относятся упомянутые плагиоклазовые кварцевые порфиры Полярного Урала, по своему петрографическому характеру и геологическим

отношениям напоминающие постбатолитовые малые интрузии других регионов. К этим же интрузиям относятся, видимо, и граниты Восточной зоны Ляпинского края. Они представлены небольшими трещинными интрузиями калиевых гранитов. Структура их более мелкозернистая и часто микропегматитовая. Тип гранитов лейкократовый. Минеральный состав: микроклин, альбит, кварц, немного биотита и мусковита. Акцессорные минералы: апатит, рудный, сфен, иногда гранат. В связи с сильным постордовикским метаморфизмом всей восточной зоны они часто гнейсовидны. Значительно распространены жильные аплиты. Граниты Восточной зоны прорывают кембрийские и, может быть, даже ордовикские отложения¹. Характер металлогений малых интрузий Восточной зоны также очень типичен. Они сопровождаются кварц-гематитовыми жилами и признаками полиметаллической минерализации.

Контактный метаморфизм и металлогения гранитных интрузий. Явления контактного метаморфизма и оруденения, обусловленные внедрением лейкократовых гранитов Полярного Урала, подробно изучены И. Соловейчиком (1946 г.). Эти контактные изменения наблюдались в плагиоклаз-амфиболовых гнейсах. В зонах развития кварцевых жил позднейшие процессы выражались эпидотизацией, хлоритизацией и мусковитизацией пород. Эпидотизация теснейшим образом связана с проникновением в породу кислых растворов, в результате чего вся она оказывается пронизанной сетью мелких кварцевых жилок, причем степень и глубина изменений стоят в прямой зависимости от густоты сети этих жилок.

На более поздней стадии эпидотизации начинается развитие хлорита, который вначале образуется за счет первичных минералов, а затем и за счет эпидота. Хлорит распределен неравномерно в форме крупных пятен и представлен двумя разновидностями — обычным хлоритом, характерным для распада железисто-магнезиальных силикатов, и почти изотропным. Параллельно с процессом хлоритизации породы начинается образование уралитовой, актинолитоподобной роговой обманки, развивающейся по амфиболом гнейса.

Этой фазе изменений соответствует появление в эпидозитах рудных минералов, преимущественно сульфидов. Из них первое место принадлежит пириту, халькопириту, пирротину, реже висмутину. Позднее начинается привнос молибдена. Однако главная его масса привносится растворами в следующую, более позднюю фазу, когда широко развиваются процессы мусковитизации, что сопровождается и завершается формированием кварцевых жил с молибденитом и примесью сульфидов меди.

Общий характер металлогении байкальского подвижного пояса. Металлогения раннекембрийского времени на Полярном Урале слабо вывлена. Следует считать вероятным проявление сульфидной минерализации в диабаз-порфировой толще маньинской свиты. Для ультраосновных и основных интрузий до сих пор неизвестно промышленно ценных рудопроявлений. Гипербазиты, как всегда, содержат вкрапленность хромита. По аналогии с Северным Уралом возможно нахождение богатых титаном магнетитов в интрузиях габбро и габбро-диабазов, а также метаморфогенных рутиловых месторождений в гранитах. Известны проявления непромышленных медно-никелевых вкрапленников.

Интерес представляют перспективы нахождения осадочных месторождений железистых кварцитов в хобеинской и частью в маньинской

¹ Вопрос о присутствии ордовика в восточной зоне, по К. А. Львову, сейчас требует дополнительных доказательств.

свите и ванадиеносных кремнисто-углистых сланцев, подобных каратауским, в маньинской свите. Вероятно также присутствие на Полярном Урале кремнистых фосфоритов, подобных таким же породам Кара-Тау, так как песчинки их нередки в полимиктовых песчаниках тремадока.

Наиболее характерной чертой металлогении кембрийских гранитов является их молибденоносность и вольфрамитоносность, однако очень вероятно, что связанная с ними минерализация более разнообразна. А. В. Хабаков (1945 г.), например, указывает на присутствие в них олова.

Результаты спектроскопического исследования гранитов приведены в табл. 25.

Таблица 25

Элемент	Процент повторяемости линий различной интенсивности				
	Линий нет	Следы	Есть	Сильно	Очень сильно
Ванадий	60	40	—	—	—
Молибден	75	25	0	0	0
Бериллий	10	40	50	0	0
Медь	60	40	0	0	0
Свинец	35	40	25	0	0
Теллур	10	65	25	0	0
Барий	40	50	10	0	0

С интрузиями кембрийских гранитоидов связаны незначительные проявления мышьяковой минерализации в связи с плагиоклазовыми гранитоидами первой интрузивной фазы и вероятны золоторудные проявления. Однако перспективы нахождения подобной минерализации, вероятно, ограничены в связи со слабым развитием указанных пород. Шлиховое опробование речных отложений указало на незначительное распространение в них золота.

Бесспорно, Полярный Урал следует считать перспективным по редкометальной минерализации, связанной с лейкократовыми и аляскиотовыми гранитами, в особенности по молибдену. Наиболее перспективны, видимо, районы, лежащие за Полярным кругом.

Металлогения посторогенных интрузий выражена кварц-гематитовыми жилами и кварцевыми жилами с признаками полиметаллической минерализации, связанными с микропегматитовыми гранитами. Оруденение это остается малоизученным, но оно привлекает к себе внимание, так как в парагенезисе с ним можно ожидать некоторые ценные виды сырья.

Магматизм каледонско-варисского подвижного пояса¹. Магматизм силуро-раннедевонского времени. Из геологических структур восточного склона Урала, явившихся главной ареной развития магматизма каледонско-варисского подвижного пояса, в пределы описываемой области попадает лишь западный край Тагило-Магнитогорского, или меденосного (как его называют в более южных районах), интрагеосинклинального прогиба и его западное обрамление. Как и на остальном протяжении Урала, в пределах этого прогиба следует различать магматические проявления, охватывающие отрезок времени от середины ордовика до начала среднего девона и, во-вторых, средний и верхний девон.

Как уже указывалось, начало формирования каледонско-варисского подвижного пояса ознаменовалось возникновением во внутренних

¹ В. М. Сергиевский этот пояс выделяет как «герцинский подвижной пояс Урала».

его частях глубоких прогибов, возникающих уже в середине ордовика. В общих чертах события обычно развиваются следующим образом: в средней части этих прогибов вулканогенные образования характеризуются максимальной мощностью и представлены преимущественно различными порфиритами и их туфами с подчиненными диабазами и кислыми эффузивами. По западному краю прогиба в то же время обычно происходят излияния пород преимущественно диабазового состава, местами сопровождающиеся альбитофирами. Мощность вулканогенных толщ краевых частей прогибов значительно меньше, чем в центре прогибов; нередко они переслаиваются с осадочными породами, туффитами, кремнистыми и другими сланцами и известняками. Западнее вулканогенные толщи постепенно сменяются осадочными сланцевыми и известковыми фациями. Таковы общие закономерности строения вулканогенной зоны при изучении ее на больших площадях. На Полярном Урале она сильно нарушена, разорвана на отдельные фрагменты крупными массивами интрузивных пород и обнажена лишь на небольших площадях.

К силуро-нижнедевонскому времени относится также внедрение крупных масс гипербазитов и габброидов, иногда в сопровождении диоритов, кварцевых диоритов или гранитов.

На Полярном Урале зона прогиба протягивается по его восточному склону от Байдарской губы до Ляпинского края.

Строение вулканогенной толщи, относящейся на восточном склоне Полярного и Приполярного Урала в основном к силуру и началу девона, отличается значительным разнообразием и в настоящее время не везде поддается детальному стратиграфическому расчленению. Здесь выделяют четыре структурно-фациальные подзоны: 1) Щучьинский синклинорий, 2) Войкар-Собский синклинорий, 3) Хулгинский синклинорий и 4) северную окраину Нижне-Тагильского синклинория (бассейн р. Ятрии и Северо-Сосьвинский район), стратиграфические разрезы которых остаются не сопоставленными полностью друг с другом и поддаются расчленению с различной детальностью.

Вулканическая деятельность началась не позднее среднего ордовика, в отложениях которого широко развиты зеленые вулканогенные сланцы на р. Хараматолоу, в которых заключена среднеордовиковская фауна.

Силурийские вулканогенные толщи, по-видимому, повсеместно залегают на ордовике с перерывом и несогласием. Такие несогласия, в частности, отмечались на р. Хараматолоу.

В Щучьинском синклинории к долудловским вулканогенным отложениям относится толща до 500 м мощности, в составе которой преобладают кварцевые альбитофиры и пироксеновые порфириты, а также их туфы и туфобрекчии.

В верхних горизонтах, в линзах известняков и туфобрекчиях, встречена фауна уинлокского яруса. В целом же вулканогенная толща предположительно (Волков, 1956; Хлебников и др., 1959; Дедеев, 1958) отвечает уинлокским, лландоверским и, может быть, карадокским отложениям.

Стриатовый горизонт нижнелудловских отложений мощностью в несколько десятков метров иногда залегает трансгрессивно с конгломератами в основании и сложен известняками. На р. Сибилее известняки замещаются по простиранию толщей спилитов, пироксеновых порфиритов, диабазов и туфов, мощностью около 100 м. Банковый горизонт нижнелудловских толщ мощностью до 100 м сложен известняками.

В северных районах Щучьинского синклинория верхний лудлов имеет разнообразный состав и мощность в несколько сотен метров;

в его сложении принимают участие диабазы, спилитовые порфириды, мандельштейны, альбитофиры и их туфы, а также известняки, кремнистые породы, песчаники, гравелиты и конгломераты.

В Войкар-Собском синклинории (от р. Ханмея на севере до верховьев р. Хулги на юге) вулканогенные толщи порфиритов, спилитов, диабазов, альбитофиров, туфов, туфобрекчий, туффитов и кремнистых пород мощностью в несколько сотен метров залегают между сланцами ордовика и фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего или низов среднего девона и местами содержат силурийскую фауну.

Примерно то же можно повторить относительно вулканогенных пород силура Хулгинского синклинория. Однако здесь они пока достоверно не выделены.

В Северо-Сосьвинском районе и в бассейне р. Ятрии мы уже встречаемся с вулканогенными отложениями северной части Нижне-Тагильского синклинория, выдержанный и надежно охарактеризованный разрез которых далее к югу прослежен на сотни километров.

В основании здесь залегает долудловская нижнетурватская свита, представляющая собой беспорядочное чередование альбитофиров, спилитов и порфиритов с преобладанием кислых лав. Свита, вероятно, целиком или в большей своей части отвечает уинлоку. Вышележащая верхнетурватская свита нижнего лудлова в основании обычно содержит базальный горизонт полимиктовых конгломератов и песчаников. В составе ее преобладают пироксеновые порфириды, широко развиты туфы, туфобрекчии, туффиты, обломочные породы и кремнисто-глинистые сланцы. Свита содержит прослойки и линзы известняков нижнего лудлова. Верхний лудлов и нижний девон из разрезов обычно выпадают.

Характерной особенностью вулканогенных отложений силура восточного склона Полярного Урала является их сравнительно незначительная мощность. Сокращение ее, по-видимому, происходит главным образом за счет полного выпадения из разрезов или значительного уменьшения мощности лландоверской толщи базальтовых порфиритов, имеющей на Северном Урале мощность до 2000 м.

Вдоль западного края прогиба с небольшими перерывами почти на всем протяжении Полярного Урала протягивается мощный пояс гипербазитов (так называемый перидотитовый пояс Полярного Урала), сопровождаемых габбро, диоритами и плагиогранитами (Войкар-Сыньинский массив, Пай-Ер, Рай-Из и интрузии Полярного Урала в метаморфической толще). Его южным продолжением является зона гипербазитов в верховьях рек Вольи и Ныяс, хребет Салатим и мелкие тела гипербазитов в Вагранской Даче, расположенные к западу от платиноносных габбро-перидотитовых массивов. Как мы указывали, время образования интрузии этих гипербазитов, вероятно, близко к границе силура и ордовика. Этот вывод основывается на закономерностях истории развития прогиба и сформировавшихся в пределах его интрузий габбро и перидотитов, а также на соотношениях их с вмещающими породами. Именно в прогибе более древние основные и ультраосновные интрузии занимают внешнее положение.

Гипербазиты Войкар-Сыньинского массива интродуцируют лишь ордовикскую свиту и более древние отложения и не оказывают контактового метаморфизма на верхнюю силуру-девонскую. Здесь обе вулканогенные свиты резко различаются между собой по степени метаморфизма и залегают по отношению друг к другу, вероятно, с перерывом и несогласием. К этому мнению в последнее время склоняются и геологи, работающие на Полярном Урале (С. Н. Волков, В. А. Дедеев, В. В. Маркин, Ю. Е. Молдаванцев, Н. П. Херасков и др.), отмечая,

что вулканогенные толщи, непосредственно вмещающие гипербазиты на западе, граничат с метаморфическими отложениями кембрия и имеют скорее ордовикский, чем силурийский, возраст, а также отмечают более молодой возраст интрузий Восточной платиноносной зоны. Для последней же силурийский (уинлокский или нижнелудловский) возраст в более южных районах Нижне-Тагильского синклинория обоснован достаточно определенно. В связи с этим следует упомянуть находку С. Н. Волковым (1948) на р. Северной Сосьве и Большой Люли конгломератов в основании эйфельских известняков. Состав гальки конгломератов, по исследованию автора, заключающих плагиограниты, габбро, перидотиты, породы силурийской вулканогенной толщи, магнетит, скарны и роговики при отсутствии метаморфических сланцев нижнего палеозоя, заставляет признать, что эти гальки принадлежат породам платиноносного габбро-перидотитового комплекса, сопровождающим его плагиогранитам и вмещающим эти интрузии породам. В Северо-Сосьвинском районе Б. Я. Осадчев наблюдал гальку габбро в базальных конгломератах лудловских отложений; аналогичные наблюдения приводит А. С. Мельников (Суздальский и др., 1958).

Крупные габбро-перидотитовые интрузии Полярного Урала, очевидно, образуют межформационные факелитовые залежи близ несогласного контакта нижнего палеозоя с силуро-девонской вулканогенной толщей. Большие интрузии, вскрытые эрозионным срезом на западном крыле крупного синклинория, имеют либо приблизительно параллельные, падающие на восток контакты, либо суживаются книзу. Наоборот, некоторые мелкие интрузии, видимо, лишь начинают вскрываться эрозией на антиклинальных структурах, и контакты их падают согласно крыльям антиклиналей.

В составе перидотитовых тел преобладают гарцбургиты, нередко близкие к дунитам, в той или иной степени подвергшиеся серпентинизации. Реже встречаются лерцолиты и верлиты. Как правило, верлиты приурочены к периферической части интрузии или образуют в них жилкообразные массы. В распространении их иногда не замечается какой-либо закономерности. Местами встречаются амфиболовые перидотиты. Характерной особенностью гарцбургитов является их полосчатость, выраженная, однако, не повсеместно и с разной степенью отчетливости. При этом преобладающей является порода гарцбургитового состава, в которой проходят тонкие (от нескольких сантиметров до 1 м) полосы, лишенные энстатита. Простираение полосчатости, в общем, согласно с очертаниями массива, а также с простираемением полосчатости в окружающих перидотитах и габбро, но падение полосчатости в перидотитах и габбро в одних случаях согласное, преимущественно восточно-юго-восточное, иногда более крутое вдоль восточного и юго-восточного контакта перидотитов, чем вдоль западного, а в других случаях несогласное. Так, по р. Лагорте, по наблюдениям С. Г. Боча, полосчатость в перидотитах у юго-восточного контакта падает на северо-запад под углом $45-55^\circ$ во внутреннюю часть массива, а в габбро при том же простираемении, параллельном контакту, полосчатость имеет обратное, юго-восточное падение. Полосчатость в перидотитах, как указывал А. Н. Заварицкий, а позднее Г. А. Соколов, вероятно, является результатом воздействия кислых остаточных растворов на породу дунитового состава (Заварицкий, 1932).

Наряду с полосами дунитового состава в полосчатых гарцбургитах наблюдаются секущие полосчатость жилы и штокообразные тела дунитов. От последних часто отходит целая система жил и полос, тоже пересекающих полосчатость перидотитов. Эти секущие тела дунитов часто обогащены хромитом. Однако эти «жилы дуниты», несмотря на

отчетливость ограничения, в действительности не имеют никакой ясной физической границы с вмещающими перидотитами и отличаются от них лишь отсутствием энстатита.

А. Н. Заварицкий высказал мысль, что превращение перидотита в дунит вызвано циркулирующей постмагматических растворов, одновременно отлагавших хромит. Н. Боуен и О. Туттль доказали экспериментально, что подобные изменения могут производить водяные пары в зависимости от степени насыщения их кремнекислотой то вызывающие превращение оливина в энстатит, то обратную реакцию — энстатита в оливин.

Изменения перидотитов выражаются в их серпентинизации. Характерно также превращение энстатита в тальк; иногда развивается тремолит. Своеобразный и редкий тип изменения представляет сагвандит — порода, состоящая из энстатита и магнезита, содержащая, по А. Н. Заварицкому, до 0,8 г/т платины.

Пироксениты имеют сравнительно небольшое развитие, залегают обычно на границе между перидотитами и габбро. Они представлены диаллагитами, оливиновыми диаллагитами и редко роговообманковыми пироксенитами. В массиве Рай-Из наблюдались жилки горблендитов, возможно (по А. Н. Заварицкому), метасоматического происхождения.

Диаллаговые пироксениты, вероятно, являются продуктами взаимодействия между габбро и перидотитами. В частности, жилы габбро в перидотитах бывают обогащены пироксеном, а их апофизы иногда целиком сложены пироксеном (Падалка, 1936).

Габбро в крупных интрузиях сопровождают перидотиты, налегая на них. По отношению к перидотитам они являются более молодыми породами. Это доказывается тем, что на участках с резким контактом между габбро и перидотитами в первых наблюдается обычно резкая и правильная полосчатость, обтекающая контакт, и наличием ксенолитов перидотитов в габбро, обычно окруженных реакционной каймой горблендита и жил габбро в перидотитах. В. Ф. Морковкина (1958 а, б) приводит данные, которые, по ее мнению, свидетельствуют о фельдшпатизации гипербазитов и превращении их в габбро.

С. Г. Боч указывает, что наряду с более молодым габбро встречаются габбро-амфиболиты, более древние, чем перидотиты. Аналогичные отношения наблюдаются также в кемпирсайском перидотитовом комплексе Южного Урала. По Ю. Е. Молдавцеву, древние амфиболиты, не имеющие прямого отношения к интрузии перидотитов, имеют широкое распространение.

Среди габбро обычны полосчатые такситовые текстуры. Наиболее распространенной разновидностью является роговообманковое габбро. Менее распространены нормальные и оливиновые габбро. На границе с перидотитами в участках развития диаллагитов встречаются тылаиты. Довольно значительное распространение имеют габбро-нориты.

Породы группы габбро часто претерпевают превращения в габбро-амфиболиты, подвергаются уралитизации, сосюритизации и хлоритизации.

В. Ф. Морковкина и Н. П. Лупанова (1953) отмечают сложность генезиса пород, получивших название габбро-амфиболитов. По их мнению, они возникли из основных эффузивов и залегающих среди них ультраосновных пород под влиянием инъекционно-метасоматических процессов.

Кварцевые диориты, плагиограниты и диориты распространены к востоку от габбро в виде самостоятельных интрузий. По возрасту они являются еще более молодыми. В контакте их с эффузивами наблюдаются типичные явления ороговикования.

Судя по соотношению между горными породами этой сложной дифференцированной интрузии, тип ее дифференциации, очевидно, глубинный.

Среди жильных пород габбро-перидотитовой интрузии преобладают микрогаббро, диабазы и спессартиты.

Как указывалось выше, судя по результатам аэромагнитной съемки, в пределах Полярного Урала под покровом мезозойских и кайнозойских пород, по-видимому, продолжается и пояс интрузий платиноносного габбро-перидотитового комплекса венлок-лудловского возраста. Он располагается восточнее Войкар-Сыньинского ордовикско-силурийского пояса. Очень возможно, что выходы основных пород и плагиогранитов в пределах Малого Урала на широте Рай-Иза и Пай-Ер принадлежат к поясу интрузий платиноносной габбро-перидотитовой формации.

По рекам Нядокоту, Большая Хоса-я и др., по Н. А. Сирину (Сирин и др., 1945), обнажен небольшой массив серпентинитов, окруженный по периферии габбро¹; в юго-восточной его части развиты плагиограниты. Этот массив находится значительно восточнее ордовикско-силурийского пояса перидотитов. Вмещающими породами является девонская осадочно-вулканогенная толща. Детальное исследование этого массива имеет большое значение для понимания структуры Северного и Полярного Урала, так как по своему положению эта интрузия может быть продолжением девонского пояса гипербазитов Среднего и Северного Урала, протягивающегося от района г. Серова до г. Невьянска.

Магматизм средне- и позднедевонского времени. Среднедевонская толща основных эффузивов на восточном склоне залегает в пределах Нижне-Тагильского синклиория на силурийской с перерывом и несогласием. Среднедевонский возраст этой толщи доказывается присутствием в ее основании известняков с эйфельской фауной, а выше — прослоев среди эффузивов известняка с живетской фауной. Своеобразный характер в бассейне р. Ляпина имеет галактионовская свита верхов живетского яруса. Она залегает с размывом и несогласно на более древних отложениях и в основании содержит толщу полимиктовых конгломератов и гравелитов, выше которой залегают пироксеновые и диабазовые порфириты, диабазы и альбитофиры, чередующиеся с туфами и туффитами. В более северных районах, в бассейне р. Щучьей, средний девон залегает согласно на более древних породах.

На западном склоне среднедевонский вулканизм проявлен слабо. Порфириты и их туфы указывались в девонской пагинской свите в бассейне р. Паги, а излияния и туфы альбитофиров — в вышележащей няньворгинской свите на р. Погурее (бассейн той же Паги в пределах развития лемвинского комплекса). Указания эти требуют проверки. На Пай-Хое одновременными с этой фазой вулканизма являются внедрения диабазов и альбитовых диабазов по трещинам, что, вероятно, произошло в верхах среднего или низах верхнего девона.

На восточном склоне Полярного Урала, начиная от бассейна р. Щучьей на севере до бассейнов рек Ляпина и Северной Сосьвы на юге, эффузивы среднего девона и комагматические их интрузии представлены габбро-диабазами, диабазами, конга-диабазами, диабазовыми и роговообманковыми порфиритами, спилитами и альбитофирами.

Наиболее древними являются жильные габбро-диабазы, эффузивные и жильные диабазы и спилиты. Почти одновременны с ними и

¹ По наблюдению Ю. Е. МолдавANCEВА, серпентиниты окружены не габбро, а амфиболитами и, следовательно, могут представлять выступ древних пород.

диабазовые порфириды, которые обычно образуют согласные залежи среди девонских пород.

Кварцевые диабазы тесно связаны с нормальными и обычно являются их краевой фацией или залегают в них в форме неправильных жил. Все эти эффузивные породы переслаиваются со своими туфами и подводными излияниями шаровых лав. Эффузивная деятельность началась в среднем девоне и продолжалась до верхнего девона включительно.

Наиболее молодыми породами этого времени являются порфиры и альбитофиры, возраст которых определяется их залеганием среди верхнедевонских отложений на р. Нохоре. На западном склоне альбитофиры совместно с их туфами лежат в няньворгинской свите, т. е. относятся к верхнему девону или нижнему карбону.

Эффузивы среднего девона изменены сравнительно слабо, а иногда удивительно свежи, отличаясь этим от пород силурийско-ордовикской толщи. Вызванные эффузивами среднего девона контактовые изменения вмещающих пород незначительны и распространяются не далее нескольких метров от контакта.

Магматизм позднепалеозойского времени. Проявления эти ограничены в своем распространении и известны сейчас в гряде Чернышева, т. е. на крайнем западе Уральской складчатой системы. Выходы этих пород известны также на реках Хальмер-ю (приток р. Силовы), Тальма-вож, Силове, а также на сопках Сидэ-Пэ и Анорога-Мыльк среди верхнепермских отложений в тальмаюской свите татарского яруса¹.

По Н. В. Шмелеву и О. Л. Эйнору, эти породы представлены темно-серым базальтом с зеленоватым оттенком, очень плотным, афанитовым. Иногда наблюдается шаровая отдельность. Главной частью породы является стекло, в которое погружены мелкие лейсты плагиоклаза и рудные зерна.

Стекло базальта изменено, хлоритизировано. Форма залегания базальтов покровная, причем на Хальмер-ю Н. В. Шмелев (1944) отмечает наличие двух местами сближающихся покровов, в верхних частях которых располагаются пузыристые разности базальтов. На западном склоне Урала в бассейне рек Усы и Печоры в породах различного возраста залегают дайки кайнотипных пород типа долеритов и толеитов. Им приписывается верхнепалеозойский возраст.

К этому же времени, возможно, следует относить и гранит-порфиры и граниты, прорывающие в бассейне р. Лемвы и Печоры (верхнедевонские и карбоновые отложения).

Металлогения и полезные ископаемые каледонско-варисского подвижного пояса.

На Полярном Урале нам известна металлогения силуро-ордовикского ультраосновного комплекса и некоторые сведения имеются о металлогении плагиогранитов. Как правило, все ультраосновные породы типа перидотитов и дунитов, отчасти пироксенитов, а также образовавшиеся из них серпентиниты, содержат хром и никель в форме довольно существенной примеси, а иногда также небольшое количество платины. Из всех известных семнадцати полных анализов этих пород среднее содержание хрома (в породе) составляет для окиси хрома 0,27%, при максимуме 0,65% (серпентин), и для никеля 0,15%, при максимуме 0,41% в серпентините.

¹ См. описание кайнотипных вулканитов, составленное А. Г. Комаровым.

Хромиты, довольно часто встречающиеся в пределах Войкарского массива, связаны с дунитами в форме пересекающихся жилок, секущих перидотитовые массивы.

Отдельные обогащенные участки, приуроченные к пересечению дунитовых жилок и реже залегающие в самих перидотитах, содержат до 65% хромита. В рудах, по отдельным пробам, содержание хрома колеблется от 20,3 до 36,5%. В этих же рудах спектрально устанавливается присутствие кобальта и иногда ванадия.

С этими же породами связаны платиноносность и слабая золотоносность. Исследования А. Н. Заварицкого (1937) и А. Г. Бетехтина (1935), а также Г. Л. Падалки (1936) и В. Ф. Морковкиной (1955) указывают на то, что платина в коренных породах распылена и вряд ли может являться объектом добычи. Что же касается россыпных ее месторождений, то их поискам и разработке мешают мощные несортированные моренные наносы, перекрывающие этот район. В тех местах, где все же удалось дойти до сортированных обломочных отложений, содержание платины до 0,8 г/т.

Однако эти отрицательные результаты не следует считать окончательными: район еще слабо обследован, и говорить сейчас в категорической форме что-либо о его бесперспективности преждевременно.

Для Ходатинского массива обращает на себя внимание указание А. В. Хабакова (1937 г.) на присутствие в ультраосновных породах свободного углерода в количестве до 0,2%, что может служить признаком их возможной алмазонасности. В габбро и амфиболитах выявлен ряд небольших месторождений титанистых магнетитов.

Известны два небольших контактово-метасоматических месторождения железа, связанных с плагиогранитами и кварцевыми диоритами: одно в районе Саранпауля и другое в бассейне р. Соби. Кроме того, в бассейне р. Щучьей имеется одно довольно крупное месторождение пс р. Юнь-яха.

Особый тип минерализации распространен на Пай-Хое и по западному склону Урала. Оруденение представлено месторождениями свинцово-цинковыми, медными и флюоритовыми. Главной областью их распространения является северная часть Югорского полуострова и Пай-Хой. Свинцово-цинковое месторождение Шантым-Прилук находится в верховьях р. Илыча на широте гранитного массива Мань-Хамбо.

Как правило, месторождения этой группы залегают в известняках различного возраста в виде пластообразных метасоматических залежей и секущих жил и не обнаруживают явной связи с какими-либо интрузивными породами. На Полярном Урале они залегают среди нижнепалеозойских, силурийских и карбоновых известняков, на Новой Земле флюоритовые жилы также известны среди известняков карбона. По П. В. Виттенбургу, жилки флюорита имеются и в пермских отложениях. Аналогичные указания на молодой возраст свинцово-цинкового, флюоритового и баритового оруденения по западному склону Урала известны для более южных районов Урала, где баритовые жилы встречены даже в верхнепермских отложениях. Месторождения этой группы носят все признаки телетермальной группы месторождений и по времени своего проявления должны быть отнесены к самому концу палеозоя или началу триаса.

Явления регионально-контактового метаморфизма. Изучение явлений регионально-контактового метаморфизма изверженных пород более древних циклов приводит к выводу, что явление это протекало непрерывно, а отдельными этапами, видимо, соответствующими различному глубинному положению этих пород в разные моменты развития геосинклинали и воздействию более поздних интрузий.

Химический состав и основные параметры габброидов,

Группа	Пределы „В.“	Средний хими				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
I	Более 35	43,97	1,67	13,30	5,32	11,87
II	30—35	45,50	1,92	14,41	3,74	8,37
III	25—30	48,72	1,65	14,69	3,94	9,33
IV	20—25	49,78	0,94	18,03	3,27	6,33

Метаморфизм гнейсового инъекционного комплекса. В случае развития обширных зон мигматизации, связанных с микроклин-пертитовыми гранитами, протекает интенсивный кристаллобластез, с образованием гнейсовых текстур и глубоких химических изменений.

Метаморфизм гнейсовых толщ на севере Полярного Урала, по М. М. Ермолаеву, протекал стадийно. В первой стадии происходило простое окварцевание породы с разложением плагиоклазов и выносом из них щелочей и кальция. На второй стадии, отвечающей более глубинным условиям, протекала миграция кальция и щелочей в цветные минералы, с образованием эгирин-диопсида и риббекита. Третья стадия, связанная с еще более тесным воздействием гранитной интрузии, знаменуется образованием ориентированных кристаллов плагиоклаза и калишпата и полным перерождением текстуры породы. В конечном счете она превращается в ортогнейс. Аналогичным образом изменены осадочные породы, превращенные в парагнейсы, которые иногда по минералогическому и химическому составам приближаются к ортопородам.

Характерными образованиями различных стадий метаморфизма являются более или менее совершенно огнейсованные породы, среди которых особенно типичны: а) нормальные гранито-гнейсы, образовавшиеся частично при прямом метаморфизме древних плагиогранитов или в результате очень глубокого метаморфизма древних гибридных кварцевых диоритов; б) щелочные гнейсы — наиболее глубоко измененные породы, занимающие в древних гранитных массивах Полярного Урала (Хабаков, 1945; Софронов, 1947) их периферическую часть.

Региональный метаморфизм основных пород. На Полярном Урале собран большой фактический материал по петрографии, минералогии и геохимии продуктов изменения основных пород, преимущественно амфиболитов и альбитовых амфиболитов, которые ранее (Баклунд, 1911 б) считались глубокометаморфизованными осадочными породами.

Истинная природа этих амфиболитизированных и огнейсованных габброидов не подлежит сомнению после работ П. П. Белоусовой, А. Н. Заварицкого, К. Н. Прядкина, Н. А. Сирина, Г. П. Софронова и А. В. Хабакова, нашедших в них реликтовые, офитовые и габбровые структуры, а также подробно исследовавших геологическую обстановку в поле. В работах В. Ф. Моржовкиной и Н. П. Лупановой (1953) большая роль отводится инъекционному метасоматозу и метаморфизму ультраосновных пород и вмещающих их основных эффузивов.

Здесь же мы кратко рассмотрим химизм этих процессов. В табл. 26

Таблица 26

находящихся в различных стадиях изменений

ческий состав								Основные параметры групп	
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	H ₂ O	a	c	b	s
8,93	10,07	1,60	0,82	2,10	0,17	4,8	6,5	37,2	51,5
7,24	11,23	2,06	0,73	2,74	0,21	5,7	6,9	31,0	56,5
6,36	7,63	2,95	0,81	2,31	0,28	8,0	6,1	27,9	58,0
5,66	9,72	3,15	0,79	2,56	0,06	8,5	8,4	23,2	59,8

представлены основные химические данные для четырех групп метаморфизованных основных пород, причем группы эти характеризуются средними анализами и расположены в порядке возрастания глубины их изменения.

Из рассмотрения этих данных следует прежде всего, что в состав этой метаморфической формации входят не только габбро и габбро-диабазы и основные эффузивы, но и гораздо более основные породы, так как маловероятно, чтобы процесс метаморфизма шел по пути обеднения исходных пород кремнеземом. Это соответствует и данным Г. П. Софронова (1947 г.), который пришел к такому же выводу на основании петрографического изучения амфиболитов бассейна р. Харбея.

На начальных стадиях изменения выносились щелочные земли, а относительное содержание натрия возрастало. Количество калия остается почти неизменным. Постепенное уменьшение кальция обусловлено разложением плагиоклазов; этот процесс замедляется по достижении такого соотношения кальция и натрия в алюмосиликатах, которое соответствует олигоклазу.

На следующей стадии наиболее характерным является вынос железа, магния и кальция из простых силикатов и биотита.

Петрографическое исследование показывает, что стадии II и III характеризуются присутствием граната и альбита. Начиная же со стадии III появляется, а в дальнейшем резко возрастает в количестве, хлорит, что сопровождается одновременно появлением свободного карбоната кальция и резким увеличением эпидота.

В результате этих изменений разнообразные исходные породы превращаются в однообразные по минералогическому составу альбит-амфиболитовые породы, широко известные на Полярном Урале. В них преобладает роговая обманка; альбит находится в подчиненном количестве; изредка присутствует кварц; иногда вместе с амфиболом развиваются биотит и эпидот. В породах, содержащих гранат, присутствуют турмалин, сфен и рудные минералы. Структура, исключая отдельные реликтовые участки, гранобластовая.

Реликтовые участки, упомянутые выше, представляют собой небольшие остаточные тела, сложенные соссуритизированным рогово-обманковым габбро, постепенно по периферии переходящие в амфиболиты.

Еще более глубокие изменения претерпевают эти породы в области развития микроклин-пертитовых гранитов. Здесь происходит превращение амфиболитов в хлорит-роговообманко-альбитовые гнейсы, связанные с амфиболитами постепенными переходами. Обычно же породы эти друг с другом переслаиваются и перемежаются.

По минеральному составу гнейсы очень близки к амфиболитам, но количественные соотношения их резко отличны; цветные минералы в гнейсах составляют не более 20—30% всех минералов.

Породы эти по своему валовому составу близки к гранитоидам, и их стдаленное родство с основными породами обнаруживается только спектроскопически по присутствию в них никеля, хрома и меди.

Кайнотипные вулканиты Большеземельской тундры¹. Кайнотипные вулканогенные образования в Большеземельской тундре к настоящему времени обнаружены в нескольких пунктах. Это давно известные базальты горы Тальбей на р. Адзьве (Баклунд, 1910а; Кулик, 1914; Чернов, 1932б; Эйно́р, 1946а и др.); базальты по р. Лек-Роговой и ее притоку р. Куш-вож (Эйно́р, 1946а; Т. Н. Пономарев, 1949 г.; В. П. Горский, 1958 г. и др.); базальты по рекам Силове и Хальмерью (Эйно́р, 1941; Н. В. Шмелев, 1941 г.). Затем кайнотипные вулканические брекчии известны в низовьях р. Кары на северо-восточном склоне Пай-Хоя (Баклунд, 1910б; Иорданский, 1933б; Волков, 1938; Рысуков, 1939; Хабаков, 1945).

Во всех вышеперечисленных пунктах кайнотипные вулканогенные породы залегают на верхнепермских отложениях, но, как правило, взаимоотношения вулканитов с коренными породами в обнажениях не наблюдаются и поэтому установить их возраст, а также характер базальтовых тел чаще всего не удается. Большинство исследователей склонны считать базальты покровными образованиями, и только О. Л. Эйно́р на одном из обнажений по р. Адзьве наблюдал базальт в виде силла, который имел интрузивный контакт с песчаниками киме-риджа.

Во всех остальных случаях возраст кайнотипных вулканогенных образований неясен и разными исследователями трактуется по-разному в интервале от перми до четвертичного периода.

Все кайнозойские базальты Большеземельской тундры относятся в основном к нормальному типу с некоторым отклонением в сторону плагиобазальтов. Это исключительно свежие плотные породы, темно-серого, часто почти черного, цвета, тонкозернистого афанитового строения, с большим содержанием (до 5%) титаномагнетита.

Особую группу составляют вулканогенные образования северо-восточного склона Пай-Хоя, представленные брекчиевидными породами.

О. О. Баклунд (1910а) сначала их принял за тиллиты пермского времени, и лишь Н. Н. Иорданский (1933б) установил вулканическое происхождение этих пород. В цементе описываемых брекчиевидных пород Пай-Хоя Н. В. Яцюк в 1936 г. обнаружила вулканическое стекло с показателем преломления 1,54, что собственно и позволило окончательно установить их вулканическое происхождение. По химическому составу, показателю преломления и удельному весу вулканическое стекло из брекчиевидных пород близко к андезитовой магне (Рысуков, 1939).

Возраст этих вулканогенных пород на Пай-Хое также недостаточно ясен. В последнее время большинство исследователей относят их к третичному времени.

В спорный вопрос возраста базальтов Большеземельской тундры могут, по-видимому, внести некоторую ясность палеомагнитные исследования, тем более, что данные базальты, как правило, сильножелезистые (титаномагнетит), а стало быть, и сильномагнитные образования.

А. Г. Комаровым изучалась намагниченность базальтов с восточ-

¹ Эта часть статьи написана А. Г. Комаровым. — (Прим. ред.).

ной окраины гряды Чернышева (р. Куш-вож, коллекция В. П. Горского, 1958 г.).

Базальты здесь представляют собой однородную черную сливную породу с блестящими иглами пироксена. При просмотре шлифов под микроскопом установлено, что структура породы в целом гиалопилитовая. Кристаллы плагиоклаза и пироксена образуют серию зерен размером от микроскопических до 0,3 мм в поперечнике, что характерно для серийной структуры.

Минеральный состав: лабрадор, авгит, зелено-бурый идингситоподобный минерал, иногда хлорит. Основная масса породы представлена вулканическим стеклом. Рудный минерал (в основном титаномagnetит) пронизывает всю породу, часто образуя дендритоподобные выделения в перекристаллизованном вулканическом стекле, а пироксен от обилия включений рудной пыли часто приобретает черный цвет.

Исследуемые базальты являются сильномагнитными образованиями, намагниченными в основном за счет остаточной намагниченности, которая имеет при этом обратную полярность (табл. 27).

Большое значение фактора Q (от 10 до 60 единиц), обратная полярность вектора I_n , разрушающие поля порядка 40 э, а также тот факт, что на стереограмме (рис. 83) отдельные значения векторов

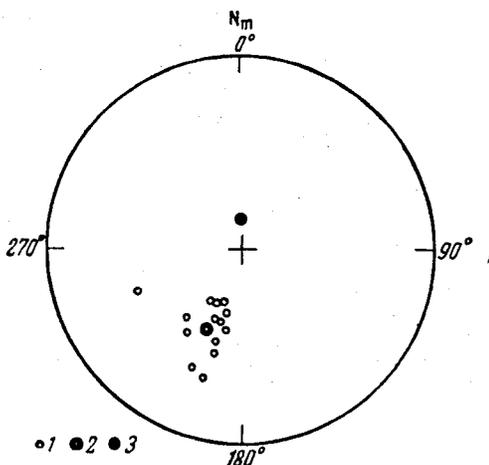


Рис. 83. Направление естественной остаточной намагниченности базальтов гряды Чернышева (р. Куш-вож)

1 — направления I_n , спроектированные на верхнюю полусферу; 2 — среднее направление I_n , 3 — направление перемагничивания (современное магнитное поле в месте отбора коллекции)

Таблица 27

Количество образцов	Магнитная восприимчивость $\chi \times 10^6$ CGSM			Остаточная намагниченность $I_n \times 10^6$ CGSM			I_n/I_l			Направление вектора I_n	
	максимальная	минимальная	средняя	максимальная	минимальная	средняя	максимальная	минимальная	средняя	Склонение D_{cp}	Наклонение I_{cp}
14	6 100	810	3 110	30 500	18 610	25 000	58	9	16	204°	-50°

образуют довольно компактную группу и не включают в себя направление перемагничивания, говорят за то, что в данном случае мы, по-видимому, имеем дело с магнитностабильными породами, а следовательно, среднее склонение (D_{cp}) и среднее наклонение (I_{cp}) вектора I_n должны соответствовать элементам магнитного поля эпохи излияния базальтов гряды Чернышева (табл. 28).

Местоположение Северного полюса, определенное согласно элементам этого древнего геомагнитного поля с помощью сетки Вульфа,

Таблица 28

Предполагаемый возраст по геологическим данным	Координаты точки отбора коллекции		Элементы древнего геомагнитного поля		Координаты Северного полюса Земли		Полярность геомагнитного поля
	Широта	Долгота	D	I	Широта	Долгота	
P—T	67° с. ш.	60° в. д.	204°	-50°	51° с. ш.	155° з. д.	Обратная (-)

не совпадает с каким-либо ранее полученным положением полюса. Северный полюс при этом располагается в северной части Тихого океана, в точке с координатами: 51° с. ш. и 155° з. д., в 59° к северо-востоку от р. Куш-вож (места отбора коллекции). Это положение полюса на 10° дуги большого круга ближе к среднему положению геомагнитного полюса, рассчитанного для перми, чем к среднему положению полюса, рассчитанного для триаса (табл. 29).

Таблица 29

Период	Среднее положение полюса, по А. Н. Храмову		Координаты полюса по I_n изученных базальтов		Разница в градусах дуги большого круга
	Широта	Долгота	Широта	Долгота	
T	50° с. ш.	153 в. д.	51° с. ш.	155° з. д.	32°
P	45° с. ш.	172 в. д.			22°

Полюс, вычисленный согласно среднему направлению I_n базальтов гряды Чернышева, находится несколько восточнее генерального направления миграции полюса в верхнем палеозое и мезозое. Но именно для пермского периода характерно «обратное» движение полюса в восточные румбы, и, может быть, полученное нами положение полюса является крайним выражением этой его тенденции к «обратному» движению в пермский период.

Весьма показателен угол наклонения вектора I_n у изученных базальтов. Он равен в среднем 50°. Это говорит за то, что данные базальты излились в довольно низких широтах, порядка 30°. Широкое распространение в Приуралье красноцветов и разнообразных солей в пермскую эпоху соответствует аридному климату, свойственному, как правило, тридцатым широтам. Интересно также и то обстоятельство, что изученные базальты, собранные в разных пунктах, имеют всюду обратную полярность вектора I_n . Но известно, что знак полярности геомагнитного поля в пермский период, по данным, относящимся к Восточной Европе и Северной Америке, получается один и тот же — обратный знаку полярности современного геомагнитного поля.

Все вышеизложенное дает право предполагать, что базальты гряды Чернышева скорее всего относятся к пермскому периоду. Имея в виду, что при отборе коллекций образцов данных базальтов, возможно, не

полностью было исключено аномальное склонение, довольно большое для таких магнитных пород, а также сравнительно малое количество измеренных образцов, полученные данные следует рассматривать как предварительные.

Петрографическое сходство и близкие условия залегания позволяют предполагать, что базальты рек Лек-Роговой, Куш-вож, Силовы и Хальмерью окажутся одновозрастными. Для определения возраста кайнотипных вулканических брекчий северо-восточного склона Пай-Хоя необходимы дополнительные исследования. Имеющиеся в этом отношении данные отличаются крайней неопределенностью. Есть основание предполагать, что среди вулканических брекчий Пай-Хоя могут быть встречены образования, аналогичные «сваренным туфам» (игнимбритам), на которых также могут быть поставлены палеомагнитные исследования.

Дальнейшее изучение намагниченности кайнотипных вулканитов Большеземельской тундры поможет ответить на вопрос, принадлежат ли они к единому вулканическому циклу или являются разновозрастными.

Ясно выраженный континентальный тип базальтов Большеземельской тундры, устанавливаемый по химическому и минеральному составу, а также по условиям залегания, заставляет их считать типичными представителями платформенных базальтов, и в этом отношении они сопоставимы с трапповой формацией Восточной Сибири. Эта сопоставимость состава и, по-видимому, возраста восточносибирских траппов и базальтов Большеземельской тундры повышает интерес к изучению последних. Тем более, что с трапповыми формациями генетически связаны месторождения алмазов.

Глава VI

ТЕКТОНИКА

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА МЕЖДУ БАЛТИЙСКИМ ШИТОМ И ТИМАНОМ

Север Русской платформы между Тиманом и Балтийским щитом еще очень мало исследован в геологическом отношении. Глубинное строение этой части платформы, связь блоковых движений кристаллических пород фундамента с процессом осадконакопления в палеозое и мезозое и их тектоникой остаются в большинстве случаев невыясненными до настоящего времени. Большинство тектонических представлений о Севере Русской платформы главным образом из-за отсутствия данных по перечисленным вопросам остаются в значительной части гипотетическими или могут рассматриваться как поставленные вопросы, разрешение которых зависит от детализации геологических знаний.

Тектоническое строение Севера Русской платформы зависит от двух крупных положительных структур: на западе — Балтийского щита, а на востоке — Тимана и п-ова Канин. Поскольку последние являются восточной ветвью Грампианской геосинклинали, окаймлявшей с северо-востока массив кристаллических пород Кольского полуострова, то п-ов Канин вместе с Тиманом могут рассматриваться как платформенное сооружение после окончания древних фаз каледонской складчатости. На Северном Тимане лlandoверский ярус ложится с резким угловым несогласием на складчатые метаморфизованные и прорываемые кислыми интрузиями отложения эокембрия или синия и нижнего кембрия, имеющие геосинклинальные мощности; это указывает на то, что в кембрийском периоде Тиман и п-ов Канин существовали как геосинклиналь, развитие которой завершилось в конце салаирского тектогенеза. Причленение к северо-восточной части Русской платформы в нижнем палеозое Канино-Тиманской геосинклинали значительно увеличило площадь платформы в ордовике. Последующая геологическая история, начиная с силура, в Притиманье протекала в условиях платформенных движений и накопления отложений эпиконтинентальных бассейнов.

Существенным в современном геологическом строении Севера Русской платформы является ее Главный прогиб. Его выделение основано на распространении отложений триаса, юры и мела, приуроченных к бассейнам р. Юга и нижнего течения рек Вычегды, Большой Северной Двины ниже г. Котласа, Вашки и Мезени. Этот крупный триасовый прогиб Севера платформы охватывает бассейн р. Ветлуги и на юге соединяется с Костромским прогибом в районе Средней Волги. Его можно рассматривать главным образом как мезозойское сооружение, поскольку нет никаких данных, что в палеозое в устанавливаемых по распространению мезозоя контурах прогиба происходило наибольшее прогибание платформы. Наоборот, восточнее этого контура, вдоль западного склона Тимана, нахождение мощных (до 230 м) отложений уфимской свиты и солей кунгура мощностью более 1200 м в районе с. Серегова указывает на существующий здесь прогиб в верхнем палеозое. Его положение намечается по распространению мощных солей

нижней перми и по установлению минимумов силы тяжести в прилегающих к с. Серегову районах.

Главный прогиб Русской платформы существовал до середины кембрия в иных контурах, чем в девоне, конце палеозоя и мезозое. Судя по разрезам опорных скважин в Солигаличе, Шарье, Опарино, Котласе и Яренске, вскрывших песчано-глинистую толщу зокембрия или синия и нижнего кембрия мощностью 272—1374 м, устанавливается, что эти отложения распространялись к востоку и северу от перечисленных пунктов бурения скважин.

Возникающий в связи с этим вопрос о переходе синийских и нижнекембрийских платформенных отложений в геосинклинальные, развитые на Канине и Тимане, является наиболее интересным; он разрешен положительно благодаря опорному бурению.

Резкие колебания мощностей синийских и нижнекембрийских отложений — в Котласе 1374 м, в Яренске 758 м, в Опарино 272 м, в Шарье 457 м и в Солигаличе 729 м — указывают на сильно расчлененный рельеф кристаллического фундамента платформы в ее Главном прогибе.

Отсутствие синия и нижнего кембрия в разрезе Котельничской скважины и залегание здесь франского яруса на метаморфических сланцах, а также установление Горьковского погребенного кряжа фундамента, лежащего на простирации к юго-западу от Котельничского выступа (Люткевич и Фрухт, 1954), указывают на то, что платформу нельзя рассматривать как единую, монолитную и однородную. Она, как и Балтийский щит, состоит из разновременного сочленявшихся в протерозое и палеозое блоков кристаллических пород.

Восточный склон Балтийского щита, Главный прогиб платформы и Канино-Тиманское сооружение являются тремя основными структурными элементами не только для Севера, но и для всей Русской платформы в целом. Поэтому история формирования их современного тектонического плана тесно связана с геологической историей сопредельных с юга районов, так же как и с более мелкими тектоническими структурами территории севера платформы, выявляющимися в связи с более детальным изучением платформы. Именно из новых данных, позволивших установить тектоническое строение более мелких участков территории Севера Русской платформы, приходится исходить, чтобы осветить не только три указанных основных тектонических района, но и провести более детальное тектоническое районирование.

В области возможного продолжения карелид к юго-востоку, в районе г. Вологды, благодаря опорной скважине и сопровождающему ее структурно-картировочному бурению выявилось много новых фактов, меняющих прежние представления об этой покрытой мощными четвертичными отложениями территории. Район г. Вологды оказался в глубоком нижнепалеозойском прогибе, так как на глубине 2236 м опорная скважина остановлена в гдовских песчаниковых слоях зокембрия или синия. Кроме того, в разрезе этой скважины встречены отложения ордовика, начинающиеся с кукерских слоев, представленных в известково-глинистых фациях, не типичных для ордовика Прибалтики. Разрез, аналогичный Вологодскому, был вскрыт Любимской опорной скважиной. Отсутствие отложений ордовика, среднего и верхнего кембрия в Солигаличе и Коноше (по данным опорного бурения) и в районе р. Онеги (по данным разведочного бурения на бокситы у северо-восточного склона Ветреного пояса) указывает на то, что к востоку от Вологды и Любима, к западу от Солигалича и к югу от Коноши проходит граница распространения ордовика, а также среднего и верхнего кембрия (диктионемовых, оболочковых и фукоидных, или ижорских, слоев). Предположение о вероятности продолжения полосы карелид

к юго-востоку от северного берега Онежского озера основано на этих данных. Они же показывают, что восточное крыло собственно Московской синеклизы (котловины) и ее северная центроклиналь сильно опущены. Восточное крыло Московской синеклизы, протягивающееся от Окско-Цнинского вала к Любимскому и Вологодскому поднятиям, с конца палеозоя опустилось, судя по развитию на нем ниже- и верхнепермских отложений, отсутствующих на западном крыле. Кроме того, оно осложнилось в триасе крупным Волго-Костромским прогибом широтного направления, о чем свидетельствует мощная, более 100 м, толща триасовых отложений, развитая в районе, тяготеющем к г. Рыбинску.

Северная центроклинальная часть Московской синеклизы подверглась опусканию в результате крупных разломов, связанных с концом альпийского тектогенеза. В это время образовались впадины Онежского озера и продолжающиеся от него к юго-востоку депрессии рек Ковжи, Шексны, верховьев Сухоны и озер Белого, Воже и Кубенского.

Предположение о Вологодском поднятии возникло у Е. М. Люткевича на основании конфигурации площади распространения триаса в прилегающих к г. Вологде районах. Занимая впадину Рыбинского водохранилища и Волго-Костромского прогиба и заходя к северу между Вологодой и Солигаличем во впадину, занятую верхним течением р. Сухоны, триасовые отложения окаймляют район г. Вологды со всех сторон, кроме северо-западной. Как было известно до настоящего времени, по профилю вдоль Северной ж. д. от Череповца к Вологде наблюдается пологое (несколько минут) падение пластов к востоку (Вебер, 1925). Проведенное структурно-картировочное бурение к югу от г. Вологды на г. Пошехонье-Володарск показало, что в этом направлении появляются и быстро увеличиваются в мощности (до 100 м) триасовые отложения, лежащие на сухонских слоях татарского яруса. По этим данным устанавливается ранее неизвестное падение слоев к юго-западу в районе г. Вологды. На основании разрезов скважин, расположенных в среднем через 10 км одна от другой, построен профиль от Вологды до р. Шексны. Таким образом, он соединяется с прежде составленным профилем, идущим от ст. Суда через г. Череповец до р. Шексны (Люткевич, 1948д). Этими скважинами установлено отсутствие уфимской свиты в районе г. Вологды, появляющейся северо-западнее и севернее у г. Сокола и д. Семеновки и восточнее, у г. Солигалича. Ее отсутствие, по-видимому, объясняется размывом, что подтверждается и наличием перерыва в основании казанских отложений на контакте с известняками нижней перми. Мощность казанских отложений по этому профилю сильно варьирует; в 10 км к западу от г. Вологды она уменьшается на 23 м, что связано с размывом казанских отложений во время континентального перерыва, имевшего место до отложения нижеустьинских слоев, несущих в основании конгломераты из галек казанских известняков. Кроме того, в районе к западу от Вологды отсутствуют северодвинские слои татарского яруса, и под четвертичными отложениями лежат сухонские слои. Таким образом, этот район или не покрывался северодвинскими слоями, или подвергался размыву до образования отложений ветлужского яруса, которые имели здесь лишь незначительную мощность по сравнению со стометровой их толщей, вскрытой скважиной у г. Пошехонье-Володарск. Эти данные дают основание считать, что район г. Вологды и площадь к западу от него до р. Шексны были приподняты в уфимское время, в конце казанского и начале татарского веков, в конце последнего и в нижнем триасе. Все это указывает на пульсационные движения, связанные с проявлением последних фаз герцинского тектогенеза на Русской платформе. В результате последующих мезо-кайнозойских движений район Вологды приподнят

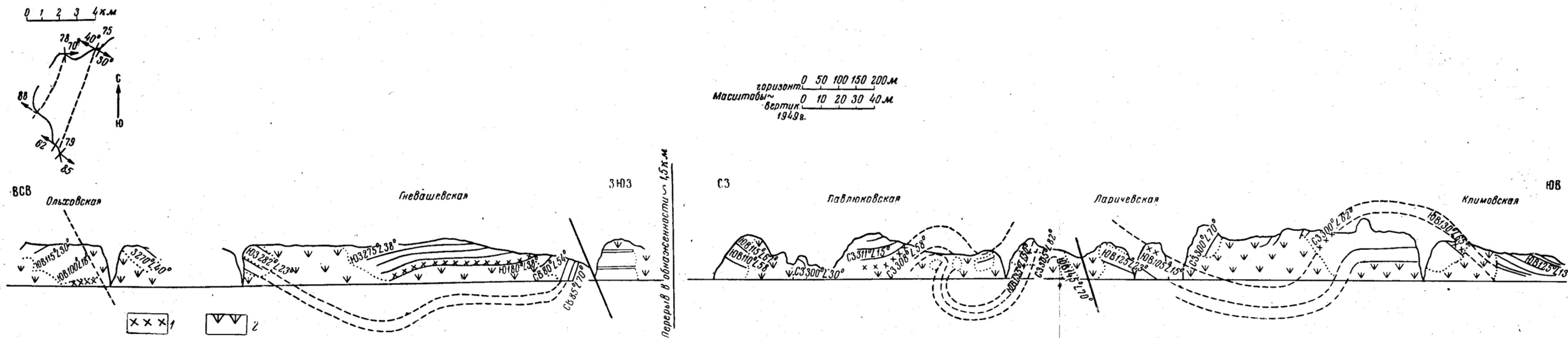


Рис. 84. Схема строения Андэмовской горы (по Л. С. Петрову и Е. Л. Дряхловой)
 1 — прослой с рыбными остатками; 2 — задернованные склоны

и вырисовывается теперь на геологической карте в виде пологой платформенной структуры по окаймляющей ее площади триасовых отложений.

Эти данные показывают, что восточное крыло Московской синеклизы оформилось впервые только в верхнем кембрии и ордовике, так как отложений этих систем нет в Солигаличе и Коноше, т. е. северо-восточней предполагаемой полосы погрузившихся карелид. В нижнем кембрии современного восточного крыла Московской синеклизы не существовало, и она не отделялась от Главного прогиба Русской платформы. Дальнейшее оформление восточного крыла Московской синеклизы, возможно, происходило в девоне до живецкого века и в нижнем карбоне, т. е. в те эпохи, когда континентальный перерыв охватывал наибольшие площади Русской платформы. Окончательная стабилизация Вологодского поднятия была завершена, как показано выше, в верхней перми, и к настоящему времени его амплитуда достигает порядка 200—250 м, если сравнивать разрез перми у Вологды с разрезами и мощностями пермских отложений, развитых на соседних территориях в окаймляющих его прогибах. Это поднятие у Вологды осложняет спокойное пологое погружение слоев к востоку (Вебер, 1925; Люткевич, 1936б, 1948д). Оно аналогично соседнему с юго-востока поднятию у г. Любима (Бакиров, 1948), обнаруженному по выходам слоев татарского яруса среди площади развития ветлужского яруса нижнего триаса и юры.

С вопросом о северном замыкании Московской синеклизы связано выяснение тектоники отложений, развитых на площади севернее широты Череповец—Вологда, вдоль восточного склона Балтийского щита. Здесь наибольший интерес представляют два района: дислокации Андомской горы и Ветренный пояс с прилегающей к нему площадью бассейна р. Онеги.

Тектоническая природа Андомской горы, расположенной на юго-восточном берегу Онежского озера, с ее давно известными дислокациями не выяснена окончательно до настоящего времени. Нет сомнения, что складки, обнажающиеся на Андомской горе, не имеют ничего общего со сминающей деятельностью ледника, так как их простираение и падение крыльев не согласуются с движением ледника с юго-восточной части Балтийского щита. Оползневые явления в сторону Онежского озера несомненно имеют место. В этом убеждают наблюдения над сползанием крупных участков берега, уменьшающим постепенно площадь Андомской горы, вдающейся мысом в Онежское озеро. Эти оползни, однако, не образуют складок, а только осложняют их, и сами сильно проявлены лишь там, где имеются тектонические дислокации. Такое заключение можно сделать на основании анализа материала, собранного Л. С. Петровым и Е. А. Дряхловой. Хотя последние и пришли к выводу об образовании складок в результате оползней, но они приводят материал и суммируют его таким образом, что установленные ими пять складок являются продолжением друг друга по простираению в различных сечениях береговой линии Онежского озера у Андомской горы. На рис. 84 показаны два профиля, составленные этими исследователями, — вдоль северного и западного берегов у Андомской горы, где видно, что Ольховская складка к югу переходит в Климовскую, а Гневашевская — в Павлюковскую. Такое простираение вполне возможно установить при выделении маркирующих горизонтов разреза девона, позволяющих сопоставлять между собой обнажения. При оползнях, конечно, ничего подобного не могло бы быть. Следовательно, единственно возможным выводом является заключение о наличии в строении Андомской горы тектонических нарушений, связанных с взбросо-

вым положением фундамента в этом месте и флексурным перегибом в осадочной толще, осложненной складками, наблюдаемыми в девонских отложениях. В складках Андомской горы устанавливается простираание, близкое к меридиональному. Оно, вероятно, связано с разломами, которые создали впадину Онежского озера, совпадающую с простираанием погрузившейся на дно озера полосы карелид. Если это так, то замыкание Северной центроклинали Московской синеклизы в конце кембрия и ордовике должно было оформиться по границе простираания полосы карелид к юго-востоку, что подтверждается отсутствием отложений этого времени в буровых скважинах Усть-Пинеги, Архангельска, Нёноксы и на северо-восточном склоне Ветреного пояса. Северная часть Московской синеклизы имела относительно приподнятое положение и в девоне, так как море проникло из области Главного девонского поля на юго-восточный склон Балтийского щита, в район Няндомы, только в чудовское время.

Континентальные перерывы в нижнем карбоне и пермском периоде охватывают область северного замыкания Московской синеклизы. Очень плохая обнаженность отложений палеозоя этой озерной области не позволяет выяснить детали ее геологического строения, которые пока вырисовываются только в общих предположительных чертах благодаря проведенному к настоящему времени глубокому бурению.

В строении юго-восточной окраины Балтийского щита¹ (Архангельская область), где развиты докембрийские кристаллические породы (В. А. Перевозчикова, 1959 г.), намечаются следующие крупные структурные районы: область беломорид — Поморский блок побережья Белого моря и примыкающая с юга и юго-востока область карелид. В строении последней принимают участие синклиновая зона Ветреного пояса и расположенное южнее ее антиклинарное поднятие (блок).

Сложное, иногда многоярусное строение этих крупных районов неразрывно связано с главными, основными архейскими и протерозойскими структурами окраины Балтийского щита Карелии.

Область Поморского побережья Белого моря является частью крупной структурной зоны беломорид, протягивающейся далеко на северо-запад, вдоль Карельского побережья Белого моря. В пределах Поморского побережья эта зона беломорид имеет близкое к широтному направление. Развитые здесь архейские гнейсы северо-восточного, почти меридионального, простираания, сложно дислоцированы, собраны в мелкие складки с меняющимся падением под углами от 20 до 40°. Структуры беломорид, как предполагают, возникли в результате двух периодов складчатости, сопровождавшейся появлением ранних и поздних интрузий архея (основных, ультраосновных пород и гранитоидов), дислоцированных согласно с вмещающими толщами.

Антиклинарное поднятие в области карелид, примыкающее с юга и юго-запада к структурной зоне Ветреного пояса, образовано огнейсованными, реоморфизованными архейскими породами (гранитоиды и архейские гнейсы), прорванными интрузиями протерозоя. Простираание гнейсовидности в породах, образующих блок, колеблется от субмеридионального до субширотного, при крутых меняющихся углах падения до 50—75°, и в общем согласовано с простираанием складчатых толщ карелид синклиновой зоны Ветреного пояса. На северо-западе этот блок сочленяется с антиклинарным поднятием Центрально-Кольской антиклинарной зоны Карелии, с севера перекрывается отложениями

¹ Тектоника докембрийских кристаллических образований написана В. А. Перевозчиковой.

протерозоя зоны Ветреного пояса, а на юге и юго-западе он погружается под палеозойские отложения Русской платформы.

Область возвышенности — Ветренный пояс, являющаяся продолжением и частью Восточно-Карельской синклирной зоны Карелии, также представлена ниже- и среднетерозойскими структурами ранних и поздних карелид, сформировавшихся в два крупных периода карельской складчатости. Она протягивается в северо-западном с отклонениями до широтного и меридионального направления, уходя на территорию Карелии. В юго-восточном направлении эта сложноскладчатая структура погружается под палеозойские, почти горизонтально залегающие, отложения Русской платформы. Грядовый рельеф докембрийского кристаллического фундамента карелид Ветреного пояса устанавливается, по данным бурения, у северо-западной окраины Московской синеклизы под образующими ее толщами.

С севера и северо-востока синклирная зона, по-видимому, ограничена разломом, в плоскости которого Поморский блок беломорид надвинут на протерозойские структуры. В связи с этим северное крыло синклирной зоны Ветреного пояса оказалось срезанным.

Раннекарельские складчатые структуры нижнего структурного яруса синклирной зоны образованы осадочно-вулканогенными, значительно метаморфизованными породами нижнего протерозоя (сланцами парандовской и диабазами, сланцами, кварцитами и конгломератами тунгудско-надвоицкой серий). Эти толщи, образуя юго-западное «крыло» и ядро синклинория, в целом имеют северо-западное, согласованное с общим направлением зоны, простирание и собраны в мелкие складки, с погружением осей на северо-восток и восток под углами от 10—15 до 30°. Прорывающие эти толщи интрузии основных пород дислоцированы согласно с вмещающими сланцами, а редкие жилы гранитов занимают секущее положение.

Структуры поздних карелид верхнего структурного яруса этой зоны устанавливаются локально. Они образованы отложениями среднего протерозоя — онежской серии (кварцитами, конгломератами) и вулканогенным комплексом серии Ветреного пояса (пикритовых порфиритов и диабазов) с его интрузивными аналогами. Осадочные толщи среднего протерозоя, залегающая стратиграфически несогласно на образованиях нижнего структурного яруса (в базальных слоях содержат гальки пород нижнего протерозоя), рассланцованы в близком к северо-западному (широтному и меридиональному) направлению, с падением на север и северо-восток под углами от 18 до 50°.

Связанный с последними фазами карельской складчатости наиболее молодой комплекс вулканогенных пород Ветреного пояса в виде покровов несогласно перекрывает структуры ранних карелид, располагаясь вдоль северного края структурной зоны Ветреного пояса, образуя кряж. Несогласный, видимо, тектонический контакт он имеет с породами беломорид Северо-Поморского блока.

В юго-западной части структуры Ветреного пояса, не перекрытой отложениями палеозоя, вулканогенный комплекс пикритовых порфиритов перекрывается полого залегающими конгломератами (р. Сывтуги) «эокембрийских» — «синийских» отложений (нёнокской свиты?), относимых к верхнему протерозою.

Дифференцированные, согласные и секущие гипабиссальные интрузии, связанные с вулканогенным комплексом серии Ветреного пояса, залегают в породах нижнего структурного яруса карелид этой зоны. По разломам субмеридионального направления, располагающимся у края Балтийского щита, структуры карелид пересечены дайками основных пород, видимо, верхнетерозойского возраста.

Верхнепротерозойские впадины, созданные тектоническими движениями в верхнепротерозойское время (в период формирования верхнепротерозойской платформы), развиты у окраин кристаллического щита. Они заполнены верхнепротерозойскими песчаниками, которые несогласно перекрывают все структуры беломорид и карелид (район ст. Малашуйки, г. Онеги, ст. Коноши, р. Сывтуги). В большинстве случаев указанные толщи не обнажаются на современной поверхности (за исключением района ст. Малашуйки и р. Сывтуги) и погребены под отложениями палеозоя. Формы и размеры этих впадин не выяснены; можно предполагать, что они, так же как и в других частях щита (район Карельского перешейка и Прионежья), наследуют основные (северо-западные) направления карелид.

Е. М. Люткевич структуры Ветреного пояса оценивает иначе. В строении его он различает не только протерозойские, но и палеозойские вулканогенные породы, относя к последним «базальты», т. е. комплекс пикритовых порфиритов и диабазов, который в последнее время описывается под названием серии Ветреного пояса. Необходимость рассматривать комплекс пород Ветреного пояса как образования разновременные вытекает, по мнению Е. М. Люткевича, из следующих новых данных, которые собраны за последние годы.

На Кольском полуострове открытие нижнепалеозойских (?)¹ отложений в печенгской формации, с которой связаны ультраосновные породы Печенгских тундр (Курилева, 1948), указывает на существование вулканической деятельности в ордовике (?) и силуре. На том же Кольском полуострове, кроме давно известных Хибинских и Ловозерского плутонов щелочных пород девонского возраста, найдены порфириты, также связанные с девонским вулканизмом. На Карельском перешейке скважинами в районе р. Вуоксы вскрыты сердобские песчаниковые слои докембрия или синия, прорываемые мелкими жилами гранита различной мощности². Влияние контактового метаморфизма этих жил на песчаники выражено окварцеванием и появлением пропластков типа шокшинских кварцитов, рассланцеванием, связанным с кливажем, биотитизацией и появлением граната вблизи контакта с жилами гранита, где песчаники огнейсованы. Пропластки карбонатных пород среди них мраморизованы. Разнообразный метаморфизм песчаников сердобской серии эокембрия, по мнению Е. М. Люткевича, связан здесь с различной мощностью часто встречающихся жил гранита. Аналогичные явления проявления деятельности кислой магмы связаны в Норвегии (оз. Миозен) с нижней спарагмитовой серией, с которой коррелируется по абсолютному возрасту и стратиграфическому положению сердобская серия, развитая во многих местах на Русской платформе и Карельском перешейке.

Данные о палеозойском вулканизме на Балтийском щите и на его склоне, а также установление глубокими скважинами на Русской платформе присутствия основных изверженных пород в разрезах Солигалича, Чернигова и в других местах (особенно в области «Второго Баку») указывают на необходимость более детального по возрасту расчлене-

¹ В последнее время палеозойский возраст части отложений печенгской формации считается спорным. Ряд исследователей его относит к протерозою (нижнему или среднему).

² Изложенные положения о эокембрийских песчаниках Карельского перешейка, прорванных жилами гранитов, являются спорными. Песчаники, развитые южнее г. Приозерска, в районе р. Вуоксы, относятся Е. М. Люткевичем к докембрию, а другими исследователями — к верхнему протерозою (Е. А. Петрова и др., 1959). Жилы гранитов были установлены только в более древних верхнепротерозойских (хогландской свиты) песчаниках, вскрытых скважинами на Карельском перешейке у с. Камешки в 1959 г. (Н. И. Апухтин, Е. А. Петрова, В. А. Перевозчикова, 1959. 1960 гг.).

ния основных пород Ветреного пояса. Среди них могут присутствовать как нижнепалеозойские, так и девонские интрузии и эффузии. Присутствие последних особенно вероятно на Ветреном поясе, располагающемся в краевой зоне Русской платформы, так как в противоположной (восточной) краевой зоне Канино-Тиманского сооружения и реже в центральных частях платформы палеозойские интрузии и эффузии основной магмы имеют широкое распространение. Высказывания по этому поводу Н. В. Альбова (1939а, 1940) в связи с находкой вулканических туфов среди пород, считавшихся ранее девонскими, а теперь относимых к эокембрийским или синийским (у с. Нёнокса), и Е. М. Люткевича (1948в) о палеозойском возрасте диабазов, рвущих шокшинские кварциты, в настоящее время все более подкрепляются новыми фактами, указывающими на существование неоднократного палеозойского вулканизма на Русской платформе.

О залегании отложений девона и карбона на восточном склоне Балтийского щита имеется очень мало данных. Судя по геологическим картам, эти отложения спокойно погружаются к востоку. Но все исследователи, начиная с А. А. Иностранцева (1872), отмечают наличие складок в отложениях карбона. Из них следует указать складки на р. Тагажме ниже д. Карово, на р. Вытегре у с. Девятины, на р. Колоде в урочище Печки, с углами падения крыльев в пределах 5—10°, но с невыясненным простиранием (Бархатова, 1941а). Работы Л. С. Петрова по р. Онеге, освещенные в отчете за 1950 г., дают больше основания для заключения о простирании складок в отложениях карбона. Так, ниже г. Каргополя и д. Клоково им отмечается падение слоев до 3° при простирании складки на северо-восток, т. е. параллельно юго-восточному склону Балтийского щита, сложенного архейскими породами. Ниже по р. Онеге, но выше устья р. Моши у с. Баркино, падение слоев на СЗ 295° под углом 7—15°, в районе устья р. Иксы у с. Анисимовки — на ЮВ 130° под углом до 5°, а под Оксово — на СВ 30° под углом 3°. Эти азимуты уже указывают на северо-западное простирание складок, параллельное простиранию Ветреного пояса, так как они расположены на его продолжении к юго-востоку под осадочными породами. Наконец, в районе Бирючевских порогов, ниже с. Бирючево и выше с. Ярнема, Л. С. Петров указывает близкое к широтному простирание наблюдаемых здесь складок, хотя и присоединяется к мнению Н. И. Толстихина (1924) и Н. В. Альбова (Альбов и Котевич, 1939) о возможной оползневой природе складок у Бирючевских порогов. Уже этот краткий перечень простираний складок, наблюдаемых в Прионежье, указывает на то, что они связаны с простираниями крупных дизъюнктивных нарушений, которые создают основные современные черты строения краевой восточной части Балтийского щита. Еще А. П. Карпинским было отмечено, что существенную роль в кристаллических породах на контакте их с осадочными образованиями играют разломы. Дальнейшие детальные работы в Карелии на северном побережье Онежского озера подтвердили это предположение, зафиксировав здесь огромное число сбросов с преобладающим северо-западным простиранием. Поскольку все подвижки по сбросовым линиям происходили в палеозое, мезозое и кайнозое, они, конечно, должны были отразиться на залегании слоев осадочных пород, что и подтверждается приведенным скудным материалом, который мог бы быть гораздо обильнее, если бы геологи при исследованиях не подходили к проявлениям тектоники в осадочной толще платформы с предвзятым мнением об образовании в ней смятия пластов в результате деятельности ледника или оползнями. Последние также имеют место, но их природа всегда может быть установлена при внимательном изучении геологии района.

Доказательством существования сбросов на восточном крае Балтийского щита может служить Онежский полуостров. Выходы на поверхность архейских гнейсов северо-западного (290°) простирания имеются на Онежском берегу полуострова. На Летнем Берегу полуострова у Нёноксы кристаллические породы вскрыты скважинами на глубине 613,5 м на расстоянии 83 км от их выходов на Онежском берегу. Погружение поверхности кристаллических пород на Онежском полуострове к северо-северо-востоку 7,5 м на 1 км, если представлять ее плавное погружающейся. Однако нет никаких доказательств плавного погружения, это положение принимается вследствие господствующего взгляда о монолитности кристаллического основания платформы. Бурение скважин для получения рассолов в районе с. Нёноксы показало, что долина р. Нёноксы, впадающей в р. Верховку, находится в глубокой депрессии, снивелированной четвертичными отложениями мощностью до 197 м. Борта долины сложены отложениями валдайской серии, а соленые воды, вытекающие из нее на глубине, питают толщу четвертичных отложений. Такая впадина в синийских отложениях, достигающая 200 м глубины, не могла образоваться без связи с расколами, проходящими через толщу древнепалеозойских осадочных отложений. В четвертичном периоде во время бореальной трансгрессии долина р. Верховки в нижнем течении представляла собой, вероятно, типичный фиорд, связанный с линиями разломов, по которым произошли опускания в виде узких, открывающихся на север к морю, грабен. Только плохая обнаженность коренных пород, закрытых мощным плащом четвертичных отложений, не позволяет наблюдать картину, свойственную северным берегам соседних более приподнятых участков Балтийского щита.

Прилегающую с востока площадь бассейна нижнего течения р. Северной Двины некоторые рассматривают как самостоятельную синеклизу. Это представление не увязывается с условиями залегания кристаллических пород, данные по которым указывают обратное. Так, в Нёноксе кристаллические породы лежат на глубине 612,5 м, в Архангельске — на глубине 535 м и в Усть-Пинеге — на глубине 817,5 м. Более высокое залегание кристаллических пород в Архангельске, чем в Нёноксе, вероятно, связано с неравномерностью погружения фундамента к юго-востоку от Архангельска и к востоку от Нёноксы. В связи с этими данными и появлением вышележащих отложений на площади, прилегающей с востока к Балтийскому щиту, устанавливается постепенное падение слоев к востоку и юго-востоку, так же как и лежащих в их основании кристаллических пород. Таким образом, предположение о наличии Северо-Двинской синеклизы основывается на характере контуров эрозионных геологических границ, являющихся отражением современного среза коренных пород в широкой долине нижнего течения р. Северной Двины. Такое же расположение геологических границ имеется вдоль р. Моши, выше ее впадения в р. Онегу, что естественно в широких долинах рек, прорезающих по восстанию пологопадающие слои.

Эрозионные формы, которые считали связанными с тектоникой (Едемский, 1931), известны также на площади между Зимним Берегом Белого моря и р. Кулоем, где казанские отложения находятся в виде изолированных островных площадей на территории развития нижнепермских уфимских красноцветов, что было установлено исследованиями Я. Д. Зеккеля (1934). Имея местами хорошо выраженные уступы и находясь западнее площади сплошного распространения казанских отложений, они несут на себе следы прошлой абразионной деятельности морей, кончающейся трансгрессией бореального моря в четвертичном периоде. Бурение и геофизические работы, проведенные в этом районе

по профилю в широтном направлении, т. е. вкрест простирания пород, подтвердило ранее сделанное наблюдение о пологом падении слоев на восток в сторону их наибольшего погружения у р. Мезени, где появляются вышележащие татарские отложения (В. В. Маркин, 1950 г.). Таким образом, от устья р. Северной Двины и Зимнего Берега Белого моря до долины р. Мезени не проявляются еще северо-западные простирания Канино-Тиманского древнего сооружения, так же как на средне- и верхнепалеозойской осадочной толще не отражаются простирания фундамента, которые можно предполагать продолжающимися от Кольского полуострова к юго-востоку. Склон фундамента от Кольской части Балтийского щита к востоку достигает максимума погружения в районе нижнего течения р. Мезени и верхнего течения р. Кулоя. Этот максимум погружения слоев палеозоя следует рассматривать как Мезенскую синеклизу (Зеккель, 1939б; Малахов, 1940б), замыкающуюся на севере и северо-востоке Канино-Тиманским сооружением. Продолжением Мезенской синеклизы к югу является Главный прогиб Русской платформы, расположенный между Вятским валом на востоке и Сухонским валом на западе. Отказаться в настоящее время от названия Главный прогиб платформы еще нельзя, хотя оно и не отвечает первоначальному его содержанию (Архангельский, 1947, 1948). Несомненно, он существовал в начале палеозоя и в мезозое, судя по распространению в нем отложений мела, юры, нижнего триаса, синия и нижнего кембрия. Есть основание предполагать по нахождению морских фаций девона в живетском, франском и фаменском ярусах на основании разрезов скважин Любима, Солигалича и Шарьи, что он существовал в девоне, начиная с живетского века, и соединял морские бассейны Центрального и Главного девонских полей с Тиманским и Печорским бассейнами. Но в силуре, ордовике и верхнем кембрии Главного прогиба платформы не было, так как отложения этих периодов и эпох не распространяются так далеко к востоку от Прибалтики и доходят только до Вологды. Восточнее они выклиниваются, резко изменяясь в мощности и фациях в районе между Солигаличем и Вологдой. В синии и нижнем кембрии Главный прогиб платформы существовал, судя по распространению отложений этих периодов из западных областей платформы в северо-восточные, в область Притиманья и Тимана. При этом теперь устанавливается, что платформенные фации этих отложений переходят в геосинклинальные, развитые в области восточной ветви Грампианской геосинклинали, занимавшей пространство Канино-Тиманского салаирского сооружения. Более подробное рассмотрение этого складчатого обрамления Русской платформы с северо-востока будет сделано ниже.

На западном склоне Главного прогиба платформы расположен Сухонский вал, который был установлен в 1929 г. геологическими исследованиями Е. М. Люткевича (1931). Сухонский вал был открыт в связи с установлением ошибок в стратиграфической схеме отложений татарского яруса, допущенных В. П. Амалицким (1898б), считавшим, что у с. Бобровского на р. Сухоне выходят отложения, лежащие в средней части разреза татарского яруса, вскрываемого реками Сухоней и Малой Северной Двиной. Геологическая съемка показала, что самые верхние северодвинские слои татарского яруса (бассейны Ваги, Сухоны и Костромы и прилегающие к ним территории) со всех сторон окаймляют нижележащие слои, выделенные под названием сухонских, а последние окаймляют выходящие у с. Бобровского слои, названные нижеустинскими. Отнесение пермогорской толщи к ветлужскому ярусу нижнего триаса, развитого по левобережью р. Северной Двины ниже г. Котласа (Люткевич, 1936в), и установление ветлужского яруса на р. Сухоне

в районе впадения в нее р. Стрелицы, т. е. во впадине, занятой верховьями р. Сухоны, также послужило обоснованием к выделению Сухонского вала и уточнению его простираания и занимаемой им площади.

Эта пологая платформенная структура первого порядка простирается на северо-восток от района г. Тотьмы до г. Котласа, т. е. имеет протяженность около 300 км. Сухонский вал не связан по простираанию с Солигаличской антиклиналью, установленной теми же исследованиями (Люткевич, 1933), так как по простираанию на СВ последняя быстро погружается, и выходящие в ее ядре казанские известняки скрываются под вышележащими отложениями татарского яруса. Сухонский вал — крупная пологая структура, а Солигаличская антиклиналь имеет гораздо большую амплитуду поднятия и крутые крылья, но несравненно меньшую протяженность — всего 25 км по простираанию. Располагается она кулисообразно по отношению к юго-западному периклинальному погружению Сухонского вала. Это подтверждают детальные структурно-картировочные работы, проведенные с нефтепоисковыми целями при подготовке структуры к глубокому бурению (Бакиров, 1948).

Дальнейшие попытки отрицать северо-восточное простираание Сухонского вала, предпринимавшиеся некоторыми геологами без специальных геологических исследований, чисто умозрительно, нельзя считать достаточно обоснованными. Предположения о том, что Сухонский и Окско-Цнинский валы относятся к одной полосе платформенных поднятий, так же как желание видеть в них продолжение простирааний Ветреного пояса, делались совершенно без учета имеющихся данных о залегании и распространении свит татарского яруса и нижнего триаса. Поэтому бесполезность такого рода тектонических обобщений очевидна.

Проводившиеся в течение трех лет на Сухонском вале электроразведочные работы закончились в 1950 г. его оконтуриванием, подтвердившим первоначально установленное простираание и площадь, охватываемую поднятием (рис. 85). На всех гравиметрических картах Сухонский вал выделяется теперь как область максимума силы тяжести, простирающаяся в северо-восточном направлении.

Сухонский вал осложнен двумя типами складок того же северо-восточного простираания, которые были установлены одновременно с выделением самого вала. Первый тип представлен пологими складками с расстоянием между крыльями в 2—3 км. Углы падения крыльев на этих складках измеряются минутами, а падение пластов прослеживается по их воздыманию и погружению в обнажениях р. Сухоны и ее притоков. Примером такого усложнения вала является установленное и оконтуренное впоследствии М. А. Плотниковым поднятие у д. Побоишной, расположенной выше с. Бобровского по р. Сухоне. Обнаружить его удалось только в результате проведенных М. А. Плотниковым детальных работ.

Складками второго типа являются пloyчатые складки, связанные с пачками тонкого переслаивания глин, мергелей, известняков и песчаников. Простираание этих складок также идет на северо-восток; они выдержаны на большом протяжении (судя по прослеживанию их на обоих берегах р. Сухоны) и приурочены к крыльям пологих поднятий первого типа. О постоянстве простираания этих складок можно судить по приводимым ниже данным.

На р. Сухоне, против впадения в нее р. Пельшмы, слои падают на ЮВ 150° под углом 25° , а на противоположном берегу Сухоны в той же складке слои падают на СЗ 330° под тем же углом. Ниже устья р. Шукшенги на правом берегу р. Сухоны обнаружены ядро и

крыло складки, падающее на СЗ 310° под углом 72° . Выше впадения р. Леваша в р. Сухону, на правом берегу последней, имеется складка с падением слоев на СЗ 305° под углом 72° . В 10 км выше, у д. Высокой, на правом берегу р. Сухоны, имеется складка, у которой расстояние между погрузившимися крыльями 30 м. Крыло этой складки падает на СЗ 305° , и слои в нем поставлены на голову. Эта же складка наблюдается на противоположном левом берегу р. Сухоны. Наиболее хорошо эти мелкие складки выражены на р. Сухоне, где прекрасные обнажения протягиваются на несколько километров по обоим берегам. Но они также наблюдались и по притокам р. Сухоны и на других реках этого района (Люткевич, 1939). Намечается закономерность в преобладании крутых углов падения на северо-западных крыльях складок, что имеет место и в Солигаличской антиклинали. Это, вероятно, связано с флексурным перегибом слоев, отражающим дизъюнктивное нарушение в кристаллическом фундаменте. Мелкие сбросы с амплитудой до 1 м, наблюдавшиеся изредка в слоях татарского яруса, также, видимо, являются отражением в поверхностных слоях более интенсивных нарушений, имеющих место на глубине в осадочной толще и кристаллическом фундаменте платформы. Мелкие складки, носящие характер плейчатых, приурочены к пачкам тонкого переслаивания слоев и, являясь отражением более глубоких и интенсивных нарушений по сколам фундамента в различных направлениях, имеют на поверхности небольшую амплитуду в несколько десятков метров. Существование таких складок отмечается также в соседних районах — в бассейнах рек Ваги и Большой Северной Двины (Лихарев, 1933). Наличие здесь складок указывает на несомненную их связь с тектоническими движениями и на их развите на крыльях более пологих платформенных структур. Осложнение последних после их образования в герцинском тектогенезе было вызвано более молодыми тектоническими движениями на Русской платформе. Однако время их проявления не может быть установлено из-за отсутствия здесь более молодых отложений, чем верхнетатарские.

Основываясь на несогласном залегании ветлужского яруса нижнего триаса на татарском ярусе верхней перми, можно думать, что первые проявления осложнения платформенных складок, в том числе и Сухонского вала, имели место в начале нижнего триаса и в конце татарского века.

К концу татарского века относится образование Куножо-Кичменгской полосы поднятий, расположенной с юго-восточной стороны Сухонского вала, и Сефтринской полосы поднятий, протягивающейся с северо-западной его стороны и продолжающейся по простиранию к северо-северо-востоку севернее Сухонского вала, до р. Пинеги в районе р. Юлы. Под названием Сефтринской полосы поднятий выделяются отдельные пологие складки, установленные при геологических исследованиях в среднем течении р. Северной Двины и бассейне р. Ваги Б. К. Лихаревым (1933) под названием Верхне-Тойменской, Контышской, Сефтринской и Коновской. В этих антиклинальных складках не выходят на поверхность, как на р. Сухоне, самые нижние слои татарского яруса, относящиеся к нижеустьинской свите, а только обнажены северодвинские и, может быть, отчасти сухонские слои. Амплитуда поднятий в Сефтринской полосе незначительна, по-видимому, до 50—60 м. Их ширина вкрест простирания не превышает 3—4 км. Кроме того, они осложнены, так же как на Сухонском вале, плейчатыми более мелкими складками. Последние наблюдались по простиранию Сефтринской полосы поднятий на реках Верхней Тойме, Северной Двине, Юмыше и на р. Устье в 2,5 км ниже д. Полоскино. Доказательством продолжения к северу этой полосы поднятий являются выходы нижеустьин-

ской свиты среди площади развития более высоких свит татарского яруса на р. Юле между устьями рек Рукалы и Тцелы.

Нельзя считать, что в районе нижнего течения р. Покшеньги, где суживается полоса распространения казанских и нижеустьинских слоев, имеется поднятие (Зоричева, 1939). Здесь, наоборот, развито более сильное погружение слоев к востоку, на фоне которого казанские известняки появляются среди площади распространения нижеустьинской свиты в результате эрозии в долине р. Покшеньги.

Куножо-Кичменгская полоса поднятий, расположенная с юго-восточной стороны Сухонского вала, осложняет его склон к Главному прогибу платформы. Она также состоит из ряда изолированных поднятий, которые были установлены при геологической съемке (Люткевич, 1939), а затем подтверждены (в юго-западной части этой полосы поднятий) электроразведочными работами, проводившимися одновременно и на Солигаличской антиклинали (Толкачев, 1941 г.). В Куножо-Кичменгской полосе поднятий, среди площади развития северодвинской свиты, выходит изолированными участками сухонская свита, установленная по рекам Кичменге, Шарженге, Юзе, Куножу и Вексе.

На р. Кичменге сухонские известняки и мергели показываются на поверхности у д. Казарино и в нижнем течении р. Святицы, падая под углом 1—2°. Выше и ниже по течению р. Кичменги выходят фаунстические охарактеризованные отложения северодвинской свиты, что указывает на существование здесь поднятия, прорезаемого р. Кичменгой и имеющего северо-восточное простирание.

На р. Шарженге, между селами Плишкино, Логдус и Суходол, обнажаются отложения сухонской свиты, протягивающиеся по простиранию на р. Лямингу, приток р. Шарженги. Эти выходы сухонских слоев осложнены плейчатой складчатостью с углами падения в 10—14°, северо-восточного простирания. Они на севере окаймляются северодвинской свитой, выходящей на поверхность в верховьях рек Городишны и Пурсанги на юго-восточном крыле Сухонского вала, а на юге и востоке — площадью развития северодвинской свиты, скрывающейся по падению под ветлужскими отложениями нижнего триаса, обнаженными также по р. Шарженге.

По р. Юзе сухонские отложения осложнены мелкими складками ниже д. Андреевской, где они падают на ЮВ 115° под углом 14° и на р. Енгиш, притоке р. Юзы, у д. Жубрина, имея падение к ЮВ 105° под углом 5°. Ниже по течению р. Юзы, у устья р. Паши, появляются северодвинские слои, далее к югу покрываемые отложениями ветлужского яруса.

По р. Куножу у сел Зубариха и Свертнева расположены обнажения сухонской свиты, скрывающиеся под отложениями северодвинской свиты ниже по течению р. Куножа у д. Андреевской, где слои падают на ЮВ 150° под углом 2—3°. С северо-запада это поднятие на р. Кунож ограничивается площадью развития северодвинской свиты в верховьях р. Вотчи.

Куножо-Кичменгская полоса поднятий с юга ограничена Верхне-Унжинской впадиной с развитыми в ней нижнетриасовыми и верхнеюрскими отложениями. От Костромской впадины с развитием тех же отложений мезозоя Верхне-Унжинская впадина отделена Солигаличской антиклиналью и выходами отложений сухонской свиты на р. Вексе. Последние занимают такое же положение по отношению к Солигаличской антиклинали, как Куножо-Кичменгская полоса поднятий к Сухонскому валу, т. е. осложняют их склоны к Главному прогибу платформы. Лежащая между выходами сухонской свиты на реках Вексе

и Куноже площадь бассейна р. Виги и верховьев р. Костромы представляет собой район более резкого погружения слоев к югу от района выходов северодвинских отложений на р. Толшме, поэтому район р. Виги и верховьев р. Костромы также входит в Верхне-Ужинскую впадину.

Данных об осложнении залегания слоев палеозоя в Главном прогибе платформы еще очень мало в связи с тем, что в нем на поверхности развиты отложения мезозоя, перекрывающие несогласно отложения палеозоя, хотя разница в углах падения слоев здесь очень незначительна. Вскрытие в Котельничской скважине под отложениями франского яруса на глубине 1900 м метаморфических сланцев, входящих в состав фундамента платформы, указывает на то, что фундамент и покрывающая его толща осадочных отложений осложнены локальными и разновременными палеозойскими поднятиями и опусканиями.

Установление фундамента Горьковского кряжа, сложенного гнейсами, вскрытыми скважиной более чем на 300 м, покрывающимися юрскими отложениями до 300 м мощности (Люткевич и Фрухт, 1954), дает теперь возможность связывать его с Котельничским выступом фундамента, лежащим на той же северо-восточной линии простирания.

Увеличение мощности нижнеустынской свиты в районе с. Коряжмы и г. Сольвычегодска до 200—250 м, имеющей в районах, расположенных западнее, мощность около 100 м, указывает на опускание этой части платформы в верхнепермское время, сопровождавшееся накоплением на ней терригенных отложений. Сейсмическими и электроразведочными работами по профилю, идущему вдоль нижнего течения р. Вычегды, обнаружено поднятие в палеозойских отложениях у г. Яренска, хотя по вышележащим отложениям юры и триаса, выходящим на поверхность в этом районе, нет основания его предполагать. Поэтому представление о Главном прогибе платформы как о пологой впадине, разделяющей Вятский и Сухонский валы, с уточнением наших знаний о ее глубинном строении должно сильно измениться в сторону признания усложнения ее тектоники, которая может оказаться даже более сложной, чем в краевых зонах прогиба, выраженных валообразными поднятиями.

На территории Коми АССР с восточной стороны Главного прогиба платформы расположена зона Сысольских поднятий, установленных, как и Сысольский вал, И. Е. Худяевым и описанных в его посмертной работе (1936). Во время проведения им геологических исследований 1926—1928 гг. в районе слияния рек Сысолы и Вычегды еще не были выделены нижнетриасовые отложения, к которым были отнесены (Люткевич, 1934) отложения, принимавшиеся И. Е. Худяевым (1936) за татарский ярус. Последние им расчленились на три толщи: верхнюю — рудоносную, среднюю — красных глин и нижнюю — красных мергелей с подчиненными прослоями серых мергелей. Последняя толща, по-видимому, принадлежит татарскому ярусу, судя по указанию на ее распространение почти исключительно в долине р. Локчима, протекающей по площади северо-восточной «ветви» Сысольского вала. Возможно, что она же развита в верхнем течении рек Лопью и Лемью — на северо-западной «ветви» Сысольского вала. На этих реках вскрыты самые верхние горизонты татарского яруса в изолированных друг от друга пологих поднятиях, осложняющих Сысольский вал и разделенных площадями погружения. В последних развиты триасовые отложения до 150 м мощности, покрывающиеся средней и верхней юрой около 60 м мощности. Основное поднятие Сысольского вала, по-видимому, расположено на водоразделе рек Сысолы и Локчима и ориентировано

в северо-северо-западном направлении, являясь продолжением к северу Вятского вала. Отклонение простираения вала к западу обусловлено здесь уже влиянием тиманских линий простираения. При более детальном геологическом картировании выяснилось бы, вероятно, окаймление отдельных поднятий, составляющих Сысольский вал, триасовыми отложениями.

Время образования дислокаций, наблюдаемых в пермских отложениях на платформе в районе Сухонского и Сысольских валов, судя по несогласному залеганию ветлужского яруса нижнего триаса на отложениях татарского яруса, относится к пфальцкой фазе герцинского тектогенеза. Геологи, работавшие на Тимане и Севере Русской платформы, считают эту фазу наиболее сильной, главной и завершающей герцинский тектогенез в отличие от геологов, работавших на Урале и в Приуралье. Последние считают главной фазой саальскую, относящуюся к казанскому веку или к концу нижней перми. Против этого взгляда говорит несогласное залегание триаса на перми Русской платформы. Однако это не исключает проявления саальской фазы на платформе, выражающейся в изменении мощностей и фаций в процессе накопления отложений, что и имеет место в образовании белебеевской свиты на поднятиях восточного края Русской платформы — в зоне Сокско-Шешминских структур и далее к северу от них, на Вятском вале. Об интенсивном проявлении пфальцкой фазы на Русской платформе дает представление геологическое строение Сереговского соляного купола.

В результате проведенных в 1950—1951 гг. структурно-картировочных буровых работ и геофизических исследований выяснилось, что Сереговские дислокации приурочены к сильному гравитационному минимуму силы тяжести, указывающему на наличие здесь соляного купола, что подтвердилось буровыми скважинами, вскрывшими под фиолетовыми брекчированными глинами уфимской свиты соль, залегающую в виде штока. Все геолого-картировочные работы сконцентрировались в юго-восточной периклиналильной части Сереговского соляного купола, представляющего собой осложненную соляным диапиризмом антиклиналильную складку северо-западного простираения. Северо-восточное крыло купола сложено последовательно крутопадающими уфимскими, казанскими и татарскими отложениями, перекрывающимися горизонтальнолежащими слоями ветлужского яруса.

Северо-западная периклиналиль Сереговской антиклинали не вскрыта и не о контурена буровыми работами, и о протяженности структуры дают пока представление результаты геофизических работ.

Весьма интересным является установление в Сереговских дислокациях диабазов, секущих соль и уфимские красноцветы. Благодаря привносу диабазами железа соль окрашена его окислами в розовато-красный цвет. В уфимских глинах вблизи контактового воздействия интрузивных тел диабазов имеется большое количество включений гематита и конкреций барита, а красный цвет глин изменен в фиолетовый. Эти данные о присутствии железа и барита, обязанных своим появлением внедрению диабазов, указывают на возраст интрузий. При установлении ветлужского яруса на р. Выми (Люткевич, 1935 б) было отмечено, что в этих отложениях имеются конкреции барита, связанные с гидротермальным процессом, сопровождавшим осадкообразование в ветлужский век. Нахождение железной бобовой руды в ветлужских отложениях на п-ове Қанин (Люткевич, 1948 б) и в рудоносной толще на Сысольском вале указывает на вероятность накопления железа в осадочной толще благодаря поступающим из источников железистых вод в озерные бассейны ветлужского века. Поэтому внедрение диабазов

в Серегове надо связывать с последней пфальцской фазой герцинского тектогенеза, когда на Канине, Тимане и Русской платформе, так же как и на Урале, произошли наиболее крупные процессы складкообразования этого цикла, сопровождавшиеся как обычно разломами, послужившими путями для внедрения интрузий и для проявления гидротерм в татарском и в последующем ветлужском веках.

Наличие мощного (более 300 м) кепрока из отложений уфимской свиты в Серегове и установление геофизиками к югу от Серегова, в излучине р. Вычегды выше устья р. Выми у с. Часова, крупного минимума силы тяжести показывают, что этот район обладает не единственной солянокупольной структурой и что накопление нижнепермской соли¹ значительной мощности можно ожидать и в других местах Юго-Западного Притиманья. В связи с этим этот район надо рассматривать как область не меньшего пермского прогибания платформы, чем район Соликамска и Березников в Западном Приуралье.

Западная граница пермской впадины Юго-Западного Притиманья неясна, но можно предполагать, что наличие диабазов скорее указывает на близость района Серегова к краевой приподнятой зоне платформы, чем к центральному максимуму погружения в Западном Притиманье.

Восточной границей бассейна нижнепермского соленакопления Притиманья является выраженный в рельефе Тиманский кряж. Но судя по расположению структуры Елмач-Пармы, находящейся западнее линии простираения его главных возвышенностей — Джеджим-Пармы, Очь-Пармы и др., вдоль Тимана с западной стороны проходит гряда меньших по амплитуде поднятий, ограничивающих с востока солянокупольный район, тяготеющий к Серегову. Вероятнее всего, что на юге между Сысольским валом и Елмач-Пармой эта впадина ограничивается пологими платформенными структурами, а на севере более интенсивными поднятиями притиманского типа. Наиболее крупным из них является простирающаяся на северо-западном направлении Обдорская антиклиналь, где выведены на поверхность отложения визейского яруса по р. Об-Дор. Юго-западное крыло этой крупной структуры в полосе развития уфимской свиты осложнено антиклиналью того же простираения, в которой выведены на поверхность отложения верхнего карбона или низы сакмарского яруса на р. Елве.

К той же системе окаймляющих Обдорскую антиклиналь складок надо отнести антиклинали, в которых выведены на поверхность отложения уфимской свиты среди площади развития казанских и татарских отложений. К ним относится Большепорожская структура, прорезаемая р. Вымью ниже устья р. Коина. На юго-восток от нее расположены такого же типа структуры Веслянская и Синдорская. Все они имеют северо-западное простираение и углы падения крыльев, измеряемые несколькими градусами. Они приурочены к герцинским складкам Тиманского кряжа. Об этом свидетельствуют данные бурения на Большепорожской структуре, где на глубине 1057 м ниже уровня моря буровая скважина вошла в толщу метаморфических сланцев, лежащих под девонскими отложениями незначительной мощности. Эти данные бурения указывают на существование в Юго-Западном Притиманье каледонских структур в виде впадин и поднятий, образованных разломами в древнекаледонском Канино-Тиманском складчатом геосинклинальном сооружении. Неизвестно, все ли зафиксированные антиклинальные складки этого района имеют, как и Большепорожская, доколь из мета-

¹ Возраст соли Сереговского купола некоторыми геологами принимается за девонский. — (Прим. ред.).

морфических сланцев. Вероятно, часть из них является складками, образованными в результате смятий в прогибах, находящихся между приподнятыми блоками метаморфических сланцев. Эти дислокации связаны с герцинским тектогенезом, как это установлено их положением между возвышающимися в современном рельефе блоками Канино-Тиманского сооружения.

Ропчинская структура, расположенная северо-восточнее Синдорской и также выводящая на поверхность уфимскую свиту, осложняет северо-восточное крыло крупной Обдорской антиклинали в области ее юго-восточной периклинали.

Область к югу от Синдорской и Ропчинской антиклиналей, расположенная в бассейне рек Вишеры и Нившеры, является составной частью глубоководного Предтиманского прогиба, характеризующегося развитием в нем юрских и триасовых отложений. Здесь можно предполагать наиболее мощное пермское соленакопление и развитие солянокупольных структур. С северо-востока эта область ограничивается разломами и интенсивными складками юго-западного склона Тиманского кряжа, быстро погружающимися по падению благодаря значительной крутизне юго-западных крыльев, как это имеет место на Джемим-Парме. На западе эта область ограничивается, как указывалось выше, Сереговскими дислокациями и Сысольским валом. Что касается ее южного продолжения, то, может быть, на широте р. Вычегды она ограничивается небольшими поднятиями, фиксируемыми в отложениях татарского яруса. Эти поднятия (Аныбское и Эжольское) расположены на р. Вычегде и связаны с выходами на поверхность среди поля развития северодвинской свиты более низких сухонских слоев татарского яруса, что было установлено в 1934 г. (Люткевич, 1935б), а не казанского яруса, как это было принято К. К. Воллосовичем (1944) и в работе Н. Н. Ростовцева (1945 г.).

Детальные структурно-картировочные работы ВНИГРИ 1951 г. (Е. Ф. Безукладнова, 1952 г.) подтвердили наличие у с. Аныба в слоях татарского яруса пологого поднятия, осложненного изолированным поднятием у д. Эжол, в среднем имеющим амплитуду до 60 м. Выходы карбонатных пород на р. Воче надо относить не к казанскому ярусу, а к татарскому, поскольку эти породы идентичны выходящим на поверхность слоям у д. Бондюг на р. Каме, в районе устья р. Пельшмы, являющимся нижним горизонтом толщи медистых песчаников татарского яруса. Эти же слои, которые южнее, в Камском Приуралье, называются медистыми песчаниками (Люткевич, 1951в), вскрыты бурением на Елмач-Парме (Ростовцев, 1948б), где они лежат над казанским ярусом в основании толщи красноцветов. Таких поднятий, как Аныбское и указанное выше на р. Воче, имеется, по-видимому, еще несколько в районе, расположенном к западу от Елмач-Пармы и к востоку от Сысольского вала, так же как и южнее, на восточном крае Русской платформы, перед Предуральским прогибом.

Таким образом, солянокупольный район в Притиманье представляет собой сравнительно изолированный участок территории предгорной Тиманской впадины, образовавшейся в пермские фазы герцинского тектогенеза, так же как и область соленакопления в Камском Приуралье у городов Соликамск и Березники.

К осложнениям тектонической платформенного типа восточного края Русской платформы в Юго-Западном Притиманье относится также Елмач-Парминская антиклиналь, расположенная в районе истоков рек Северной и Южной Кельтм. Она находится западнее линии простирающихся главных возвышенностей южной части Тиманского кряжа, т. е. западнее линии, соединяющей Джемим-Парму и поднятие у д. Ксено-

фонтово, проходящей через дислокации в районе с. Усть-Нем. Елмач-Парминская антиклиналь была установлена по выходам на поверхность закарстованных гипсово-доломитовых отложений кунгура во время маршрутных геологических исследований, когда пестроцветные отложения в ближайших к ним выходах на поверхность на р. Вычегде у сел Усть-Кулом и Усть-Нем принимались за уфимскую свиту нижней перми. Дальнейшие геологические исследования изменили это неправильное представление благодаря проведенным маршрутным работам на реках Вишере и Нившере и особенно в результате структурно-картировочных работ в районе Елмач-Пармы, проведенных Н. Н. Ростовцевым в 1948 г. Буровыми работами в комплексе с электроразведочными была околнурена Елмач-Парминская антиклиналь и далеко за пределами ее крыльев и периклинальных окончаний, севернее, обнаружены Молукское и Жежимское поднятия (Ростовцев, 1948а). Эти поднятия, установленные по приподнятому залеганию нижних слоев татарского яруса, относятся к такому же типу (с амплитудой не более 100 м), как и Аныбское. Для Елмач-Парминской антиклинали характерно отсутствие уфимских отложений¹ и наличие перерыва между кунгурскими и казанскими отложениями. Кроме того, мощность казанских отложений, представленных чередующимися слоями морских и пресноводных отложений, достигает на крыльях Елмач-Парминской антиклинали в среднем 40—60 м. Эта мощность здесь значительно меньше мощности казанского яруса (представленного только в морских фациях) в районе р. Выми, так же как и на р. Каме, где в таких же фациях чередующихся морских и пресноводных отложений соликаские плитняки казанского яруса лежат над гипсово-доломитовыми отложениями кунгура. Ко времени перерыва между казанским и кунгурским ярусами относится образование Елмач-Парминской антиклинали, испытавшей опускание в процессе накопления отложений верхней перми и вновь поднявшейся в последнюю фазу герцинского тектогенеза. Современное положение этой антиклинали достигает амплитуды около 500 м, так как мощность верхнепермских отложений, лежащих на крыльях, исчисляется тем же количеством метров, а подстилающие их отложения гипсово-доломитовой толщи кунгура выходят на поверхность в ядре складки.

Таким образом, Юго-Западное Притиманье, являвшееся во время каледонского тектогенеза восточным краем Русской платформы, после причленения к нему Канино-Тиманского складчатого сооружения в герцинском тектогенезе сильно осложнилось. Наличие открытого нового солянокупольного района и значительного числа различных по амплитуде платформенного типа поднятий и опусканий указывает на то, что герцинские движения в этой части платформы имели не только блоковый характер, в связи с движениями по расколам участков фундамента, но сопровождалась также образованием складок, имеющих только менее интенсивный характер, чем на Тимане или на Урале.

Западное Притиманье, прилегающее к Среднему Тиману, одновременно является восточным склоном Мезенской синеклизы, простирающейся к северу от Главного прогиба платформы. Характерно для этой площади бассейна р. Мезени то, что только развитые на поверхности пермские отложения дают возможность устанавливать нарушения в залегании слоев. Покрывающие их нижнетриасовые и отчасти юрские отложения лежат горизонтально и не несут следов смятия, хотя бы в пологие складки, несмотря на неоднократное изменение их

¹ Некоторые геологи, наоборот, всю надкунгурскую толщу относят здесь к уфимскому ярусу (Бархатова и Кошеварова, 1958). — (Прим. ред.)

гипсометрического положения во время эпейрогенических движений мезозоя и кайнозоя. Несогласное залегание ветлужского яруса на различных слоях перми, установленное впервые в бассейнах рек Сухоны, Унжи и Костромы, получило подтверждение дальнейшими исследованиями в расположенных севернее районах платформы. Особенно характерно выражено оно на п-ове Канин, о чем более подробно будет сказано ниже.

В 15 км выше устья р. Ирасы, впадающей в р. Мезень выше устья р. Вашки, установлено (Малахов, 1940б) небольшое пологое поднятие с углами падения крыльев до 4° в его центральной части, где выходят песчаники нижеустынской свиты среди окаймляющих их более высоких слоев татарского яруса.

Большой район распространения платформенного типа складок вскрывается петлей р. Мезени и ее притока р. Елвы, который, вероятно, является не единственным на западном склоне Тимана.

В результате эрозионной деятельности здесь вскрываются пермские отложения, подвергшиеся складчатости во всей этой области, но скрытые в других ее местах под несогласно их перекрывающими мезозойскими и четвертичными отложениями. Складки здесь наблюдались (Малахов, 1940б) в слоях татарского яруса с простиранием СЗ $310-330^\circ$ и углами падения до $15-30^\circ$, что связано с усложнением их площадчатыми более мелкими складками. Эти складки в верхнепермских отложениях района петли р. Мезени по простиранию севернее его нигде не обнаружены в связи с общим погружением слоев на запад и опусканием территории к северо-западу. С расположенными южнее складками по рекам Елве и Выми они несомненно связаны по простиранию, находясь по отношению к ним на погружении.

Восточнее, ближе к орографически выраженному Тиманскому краю, его западного склона как единого целого не наблюдается. Погружение к западу здесь происходит кулисообразно в плане расположения основных поднятий тиманских гряд, разбитых разломами меридионального простирания, усложняющих структуры Канино-Тиманского каледонского и герцинского сооружений.

Для герцинских структур, осложненных более молодыми альпийскими движениями, характерно осложнение западных крыльев мелких и крупных антиклинальных складок. Так, крупная структура Четлаского Камня на западном крыле осложнена складками северо-западного простирания, в которые сматы все отложения девона, карбона и перми и более интенсивно дислоцированы древние складки метаморфической толщи. Эти складки с повторяющимися в них разрезами палеозоя вскрывает в верхнем течении р. Мезень, а далее по простиранию к северо-западу — р. Мезенская Пижма. Возможно, на погружении этой полосы складок к северо-западу расположены выходы татарских слоев на р. Блудной — левом притоке р. Пезы. Выходы палеозоя — перми и верхнего карбона — на р. Рочуге, осложненные сбросами того же меридионального простирания, вероятно, представляют собой периклиналильное окончание крупного поднятия Четлаского Камня.

Метаморфическая толща, обнажающаяся в верховьях р. Цильмы севернее района впадения в нее рек Чирки и Мутной, залегает в ядре следующей крупной древнекаледонской (салаирской) структуры, на юго-восточной периклинали которой расположено большое поле девонских основных эффузивов. По простиранию на северо-запад от этой структуры, в верхней части течения р. Пеши, в крутопадающей на юго-запад моноклинали, на поверхность выходят девонские, каменноугольные и пермские отложения, которые, вероятно, связаны с юго-западным крылом герцинской структуры, окаймляющей древнекале-

донскую структуру, обнаженную в верховьях р. Цильмы. Далее северо-западнее по простиранию эта структура глубоко погружается. В связи с развитием на ее восточном пологом крыле девонских отложений, вскрываемых р. Космой, эта структура получила название Косминского Камня.

Северный Тиман представляет собой самостоятельную структуру, сильно осложненную несколькими фазами складчатости и вулканизма, не связанную по простиранию с южнее расположенными западными грядями Тимана. Ее круто погружающимся юго-западным крылом является моноклираль, обнажающаяся на р. Волонге, сложенная отложениями девона, карбона и нижней перми, однообразно и согласно падающими. На юго-восточном погружении Северного Тимана, так же как и на крыльях, развиты основные эффузивы девона.

Таким образом, западный склон Среднего и Северного Тимана неединообразен. Он состоит из кулисообразно расположенных, отдельных, изолированных друг от друга и не находящихся на одной линии простирания древних каледонских структур, подвергшихся в герцинском тектогенезе складкообразованию и разломам вместе с палеозойскими отложениями, которые осложнены еще альпийскими молодыми разломами.

Это особенно хорошо устанавливается на п-ове Канин благодаря его несколько более приподнятому положению по сравнению с Тиманскими грядями, в том числе и с районом Румяничного мыса.

На п-ове Канин южная гряда обнажена на западном и восточном Лудоватого мысах, где выходят на поверхность интенсивно смятые в складки мраморизованные органогенные доломиты, представляющие собой рифовые образования из водоросли *Collenia*. Они прорываются кварц-полевошпатовыми жилами, и в северной части восточного Лудоватого мыса на них лежат с резким угловым несогласием (но без каких-либо конгломератов в основании) белые известняки верхнего карбона, также содержащие в некоторых пропластках *Collenia*.

Между Лудоватыми мысами и Канинским Камнем, на котором отсутствует толща мраморизованных доломитов с *Collenia*, расположен Канинский грабен. По-видимому, северо-восточное крыло гряды Лудоватых мысов осложнено сбросами, так как отложения карбона быстро скрываются по падению, и в районе с. Шойны и р. Губистой выходят только мощные четвертичные отложения. В районе рек Надтея и Ярнея обнажаются смятые в антиклинальную складку северо-западного простирания нижнепермские морские отложения артинского яруса, на которых лежат фациально с ними сходные глауконитовые известковистые песчаники казанского яруса, т. е. кунгурские галогенные фации здесь отсутствуют.

Вышележащие отложения татарского яруса разделяются на три свиты. Нижняя свита представлена песками и песчаниками — на западе по р. Надтею грубозернистыми прибрежными, а восточнее, на берегу моря, лагунными слоистыми с вертикально захороненными *Fucus*. Эту свиту можно считать синхроничной нижеустынской свите.

Средняя свита, со слабоокрашенными в розовый, желтый и зеленый цвет кремнистыми толстослоистыми мергелями, углистыми глинами и мергелями и тонкими линзами угля аллохтонного происхождения, характеризует полную изоляцию Канинского грабена от открытого моря.

Верхняя свита татарского яруса представлена преимущественно карбонатными породами. Среди них особенно характерны оолитовые известняки с плоскими окатанными оолитами и конгломератовидные известняки с мелкими гальками угля. Эти породы указывают на раз-

мыв нижележащих отложений, содержащих угли и развитых в крайних зонах Канинского грабена. Они свидетельствуют о новом опускании грабена, вновь вызвавшем прибрежно-морские условия, способствовавшие образованию оолитовых известняков.

Антиклинальная сравнительно пологая структура, в которую смяты пермские отложения Канинского грабена, осложнена в юго-западной части мелкой складчатостью. Западнее устья р. Надтея она быстро погружается и скрывается под четвертичными отложениями, что позволяет предполагать осложнение ее юго-западного крыла сбросами.

Для п-ова Канин характерно резкое угловое несогласие в залегании между ветлужским ярусом нижнего триаса и смятыми в крупную складку пермскими отложениями в Канинском грабене. В обнажениях по р. Ярнею видна ветлужская толща красных глин с железистой бобовой рудой и конкрециями барита, лежащая на различных слоях верхней свиты татарского яруса. Она залегает на северо-восточном крыле крупной складки, в которую смяты пермские отложения. В устье р. Жемчужной триасовые красные глины лежат на девонских крутопадающих слоях и на метаморфической толще. Севернее и южнее устья р. Рыбной они ложатся на пологопадающие верхнедевонские и верхнекаменноугольные слои. Все эти данные о залегании нижнего триаса указывают на то, что Канино-Тиманское сооружение оформилось в конце герцинского тектогенеза, в пфальцскую фазу, и изолировало Русскую платформу от арктического морского триасового бассейна. Это создало на платформе условия, благоприятствующие накоплению в ветлужский век исключительно континентальных озерных и речных отложений. В ветлужский век сток вод из огромной котловины платформы, видимо, был или затруднен, или вовсе отсутствовал.

На западном берегу п-ова Канин пермские отложения также, по видимому, имеют развитие, так как здесь встречаются крупные валуны мергелей средней свиты татарского яруса. Кроме того, здесь же обнаружены в небольшом выходе на поверхность красные, розовые и серые кварцито-песчаники, идентичные песчаникам устья р. Поноя и Терского берега Кольского полуострова. Наличие аналогичных жерновых песчаников на Северном Тимане, относимых к среднему девону, позволяет их также параллелизовать по возрасту с последними на основании одинаковых условий залегания (с резким угловым несогласием на метаморфической толще и согласно на известняках лландоверского яруса).

Канинский Камень является наиболее приподнятой частью всего Канино-Тиманского сооружения. Здесь прекрасно видны интенсивные складки, переходящие в изоклинальные на юго-западном склоне Камня, наблюдаемые в свите тонкого переслаивания песчаников и сланцев метаморфической толщи. Она одинаково интенсивно смята в складки, как и толща мраморизованных доломитов Лудоватых мысов, и также прорывается, как и последняя, кварц-полевошпатовыми жилами, что указывает на одновременность смятия в складки и последующее проникновение по расколам гидротерм, связанных с кислой магмой, давшей кварц-полевошпатовые жилы.

Залегание известняков лландоверского яруса, развитых на юго-востоке Канинского Камня и в районе мыса Румяничного Северного Тимана (падающих под углом 3—4° к северо-востоку) на сильноскладчатых и эродированных слоях метаморфической толщи, указывает на то, что Канино-Тиманское сооружение создало раннекаледонские или салаирские складчатые движения, причленив его к Русской платформе. До лландоверского века силура произошло и внедрение кислой магмы в одну или несколько более поздних фаз каледонского тектогенеза.

На это указывают граниты на северном берегу Канинского Камня, рвущие метаморфическую толщу, различной величины пегматитовые тела и жилы в районе Микулкина мыса и щелочные граниты и нефелиновые сиениты Румяничного мыса, оказывающие сильное метаморфизирующее влияние на слои, смятые в складки до их внедрения.

Мощность метаморфической толщи, достигающая нескольких километров, ее смятость в интенсивные напряженные складки, их дальнейшее осложнение разрывами и внедрение по ним гранитоидов в местах погружений осей складок и крыльев при единстве простираения всей складчатой зоны указывают на несомненную геосинклинальную область, существовавшую в начале каледонского тектогенеза на Северо-Востоке Русской платформы. В среднем и верхнем девоне это салаирское сооружение было разбито на ряд блоков, различного гипсометрическое положение которых вызвало чрезвычайное разнообразие фаций и мощностей этих отложений и их частичное, а не повсеместное развитие в области Канино-Тиманского сооружения.

Излияние основных эффузивов и образование их покровов в девоне происходило неоднократно. На Северном Тимане таких покровов наблюдалось двенадцать (А. А. Чернов, 1948), а на Среднем Тимане три (Малахов, 1944). Горячие контакты эффузивов с известняками лландоверского яруса, выражающиеся в сильной баритизации известняков, наблюдались на п-ове Канин (Люткевич, 1948б). Эффузивы не встречаются на центральных возвышенностях гряд Канина и Тимана. Их нет на Канинском Камне, кроме его краевых крыльевых зон на юго-востоке. Никаких следов эффузивов нет на Лудоватых мысах. Они распространены на пологом северо-восточном и крутом юго-западном крыльях Северного Тимана. Также к зонам погружения слоев метаморфической толщи они приурочены на Среднем Тимане. Все это указывает на то, что излияния основных эффузивов девона приурочены к глубоким разломам, проходившим в краевых частях блоков древнекаледонского складчатого сооружения. Но эффузивы не могли образовываться без интрузивных тел. Последние, представленные габбро и диабазами, известны на Румяничном мысе, где они рвут щелочные граниты и нефелиновые сиениты. Они же рвут граниты на северном берегу п-ова Канин. Апикальные части основных интрузий, внедрившихся в метаморфическую толщу, но не прорвавших ее и не давших излияний лавы на поверхность, вскрыты на Канинском Камне реками Сермюд-Ягой и Рыбной в их глубоких ущельях. Нет никакого основания относить перечисленные основные интрузивы к происшедшим до внедрения кислых интрузий в Канино-Тиманском сооружении, так как ими прорываются складки метаморфической толщи и кислые интрузивы, а также и кварц-полевошпатовые жилы. Поэтому неправильно дана последовательность вулканических циклов на Тимане А. А. Малаховым (1944), так как нельзя отрывать в девонском вулканическом цикле, связанном с основной магмой, эффузивы от интрузивов.

В Канино-Тиманском (салаирском) сооружении до его смятия в складки происходило небольшое излияние или внедрение основной магмы, свидетельством чего являются смятые согласно с вмещающими породами ортоамфиболиты, измененные до современного их состава в результате динамометаморфизма. Их можно принимать за силлы или небольшие, в несколько метров мощности, покровы древних нижнекембрийских диабазов.

Залегание девонских отложений и эффузивов совершенно различно на северо-востоке Канинского Камня и на его юго-западном крыле. На северо-востоке они смяты в пологие складки северо-западного простираения с углами падения крыльев, не превышающими 10—15°. На

юго-западе в районе устья р. Жемчужной и на побережье, расположенном от него юго-восточнее, слои девона падают к юго-западу под углом 70—80° или запрокинуты к северо-востоку, что указывает с несомненностью на движение блоковой массы Канинского Камня к юго-западу по одному или нескольким сколам, ограничивающим с северо-востока Канинский грабен. Крутизна падения слоев, усложнение их складками третьего порядка и сбросы могли возникнуть только в конце герцинского тектогенеза, когда наиболее сильно проявились тектонические движения. Это наблюдается на юго-западных крыльях всех крупных блоковых структур Канино-Тиманского сооружения. Поэтому в наиболее погруженной части Притиманья произошло внедрение основной магмы, рвушей пермские отложения в Сереговском куполе. Меридиональные разломы не могут быть связаны с герцинскими движениями, так как они секут осложненные и нарушенные юго-западные крылья крупных структур и потому их следует относить по времени к последним альпийским движениям, когда произошли крупные блоковые опускания в прилегающей Арктической области, отразившиеся также и на Русской платформе (рис. 86).

Несмотря на то что нам еще неизвестны глубинное строение фундамента и разрезы нижнего палеозоя на большей части Севера Русской платформы, из приведенного описания тектоники видно, что история ее геологического развития и тектоническое строение тесно связаны между собой. Понимание тектоники описываемых районов, близкое к правильному, дает познание геологического строения краевых частей Севера Русской платформы — Тимана и Балтийского щита. Эти краевые части платформы являются более приподнятыми и поэтому на них имеется лучшая обнаженность полного разреза всей осадочной толщи, но в меньших мощностях и с более четкими перерывами. Это позволяет выяснить тектонические фазы и вулканические циклы, которые имели место также и в центральных ее частях, но проявлялись, возможно, с меньшей интенсивностью. Поэтому интересно привести сравнительный обзор этих фаз и циклов, начиная с палеозоя, основываясь на данных, имеющихся по краевым зонам платформы — Тимана и Балтийского щита. Фундамент Русской платформы, сложный протерозойскими и архейскими образованиями, как сложное сооружение собранных в складки метаморфизованных и гранитизированных толщ, был к началу палеозоя по площади меньше, чем в настоящее время. Печенгская формация на севере Кольского полуострова, содержащая фауну силура, и гиперборейская формация, обрамляющая Кольский полуостров с севера, указывают на то, что в палеозое Русская платформа наращивалась новыми складчатыми сооружениями.

В арктических ветвях Грампианской геосинклинали установлена непрерывность осадконакопления в послейотнийском докембрии и в кембрии, закончившаяся в салаирскую фазу каледонского тектогенеза. Для Русской платформы также характерно наличие под нижнекембрийскими фаунистически охарактеризованными синими глинами толщи глин и песков в несколько сотен метров мощности. Их послейотнийский возраст не вызывает сомнения благодаря тесной связи с флористически (по спорам) и литологически сходными эокембрийскими или синийскими отложениями, развитыми в Прибалтике, что установлено глубоким бурением на территории севера в Нёноксе, Вологде, Коноше, Солигаличе, Шарье, Опарино, Котласе, Яренске, Аныбе и на северо-восточном склоне Ветреного пояса. Им синхронична спарагмитовая формация Скандинавии.

В связи с этим возникает необходимость выделять в палеозойской группе ниже кембрия и выше иотния еще одну систему, которую уже

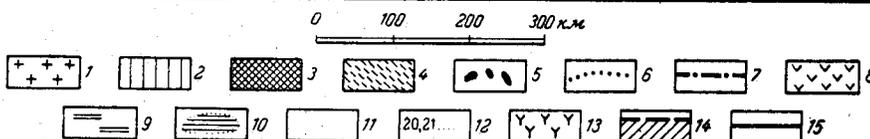
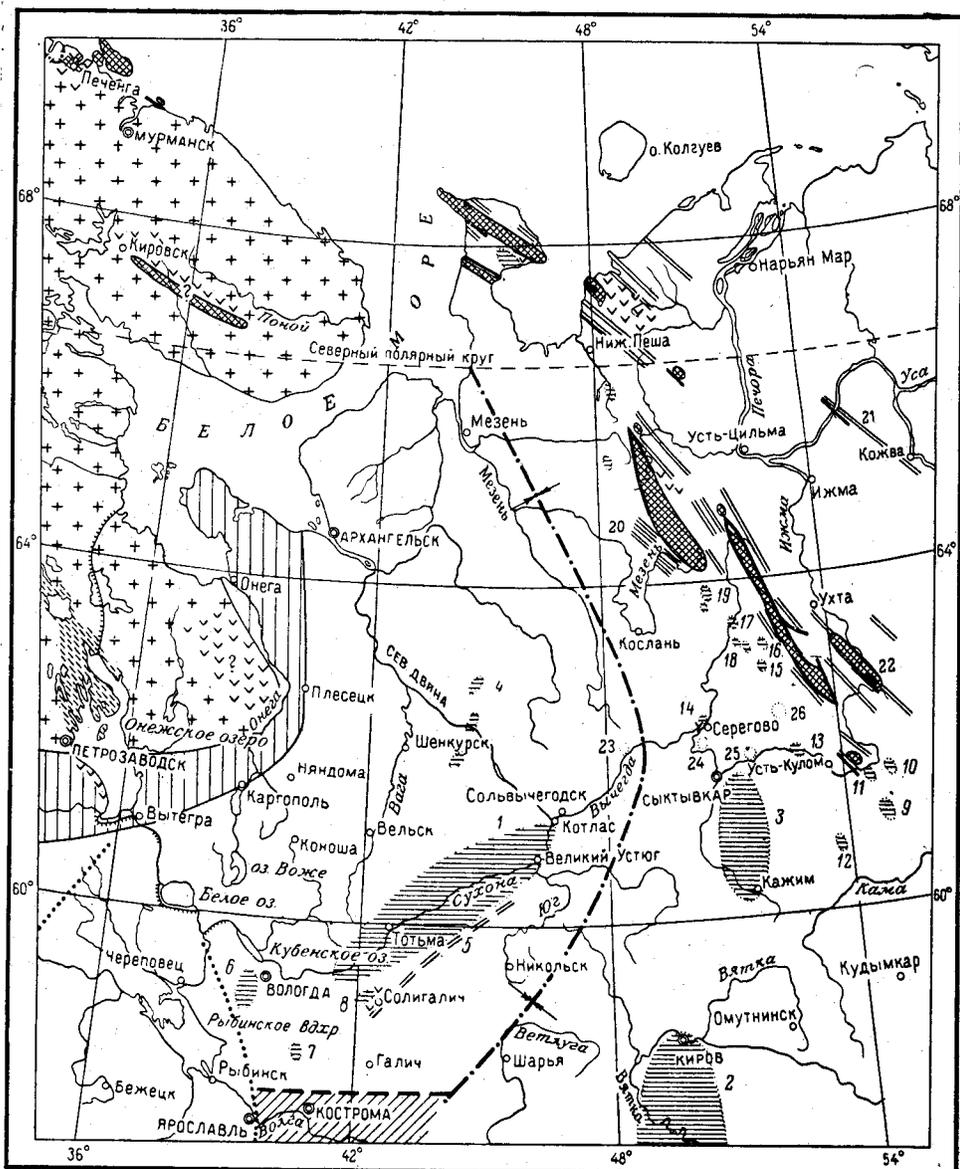


Рис. 86. Схема тектонического строения Севера Русской платформы (по Е. М. Люткевичу)

1 — Балтийский щит; 2 — юго-восточный склон щита; 3 — древнекаледонские складчатые и метаморфизованные сооружения (?) или, возможно, протерозойские; 4 — карелиды; 5 — раннекаледонские гранитоиды; 6 — границы предполагаемой центроклинали Московской синеклизы; 7 — ось Главного прогиба Русской платформы и Мезенской синеклизы; 8 — девонские и протерозойские основные интрузивы и эффузивы (?); 9 — герцинские складчатые гряды Тимана и платформы; 10 — герцинские валы и поднятия; 11 (пунктирные кружки на карте) — поднятия, установленные геофизикой; 12 — номера герцинских поднятий; 13 — верхнегерцинские интрузии; 14 — Волго-Костромской мезозойский прогиб; 15 — молодые и древние линии разрывов.

Название структур: 1 — Сухонский вал; 2 — Вятский вал; 3 — Сысольский вал; 4 — Сефринская полоса поднятий; 5 — Куножско-Кичменгская полоса поднятий; 6 — Вологодское поднятие; 7 — Любимское поднятие; 8 — Солигаличская антиклиналь; 9 — Кельтменский вал; 10 — Немские дислокации (Красноярка); 11 — Молукское поднятие (Жежимское); 12 — поднятие на р. Воже; 13 — Аныбское поднятие; 14 — Сереговский соляной купол; 15 — Синдорское поднятие; 16 — Ропчинское поднятие; 17 — поднятия на р. Весляна; 18 — Большепорожская структура; 19 — Обдорская антиклиналь и ее осложнения на юго-западе; 20 — поднятия верховьев р. Мезени и р. Мезенской Пижмы; 21 — подземная гряда Каменка-Мутный Материк; 22 — подземная гряда на водоразделе рек Вычегды и Ижмы. Поднятия, установленные геофизикой; 23 — у г. Яренска; 24 — у Часова; 25 — у Корткероса; 26 — в нижнем течении р. Нившеры

выделяют в других областях Земного шара под названием синийской. Отложения этой системы, обнаруженные в Котласской, Яренской и Аныбской скважинах, дают основание предполагать их распространение из платформенной области в геосинклинальную восточную ветвь Грампианской геосинклинали, т. е. в Канино-Тиманское сооружение.

Первое проявление складчатости в каледонский тектогенез произошло в салаирскую фазу, соответствующую среднему кембрию, и отразилось на платформе в регрессии моря, вызванной происшедшим поднятием платформы. Верхнекембрийское море вновь пришло только на запад платформы, отчасти заходя в центральные ее области в районе Бологды и Любима, судя по оболочкам и фукоидным слоям, содержащим обломки *Obolus*. С салаирской фазой связано небольшое проявление деятельности основной магмы, о чем свидетельствуют ортоамфиболиты, смятые в складки согласно с метаморфической толщей на Канине и Северном Тимане.

Накопленный к настоящему моменту материал по вулканизму, связанному с древнейшими осадочными отложениями платформы, указывает на необходимость пересмотра возраста интрузивных пород Карелии, которые все отнесены к протерозою, исходя из тех предпосылок, что вулканическая деятельность на платформе и в ее краевой части, т. е. на Балтийском щите, к началу палеозоя замерла, за исключением проявления щелочной магмы в девоне на Кольском полуострове.

Установление вулканических циклов, связанных с палеозойскими фазами тектогенеза на Русской платформе, при подходе к их изучению с тех же позиций на Балтийском щите совершенно меняет представление о металлогении Карелии и Кольского полуострова, так как при такой трактовке не может быть речи о том, что месторождения, связанные с вулканической деятельностью палеозоя, полностью или в большей части эродированы, как это допускается при принятии протерозойского возраста этого вулканического цикла.

Присоединением Канино-Тиманского сооружения к северо-восточному краю Русской платформы в среднем кембрии не закончилось ее наращивание. Оно продолжалось на территории, расположенной между Тиманским кряжем и Пай-Хоем и в течение всего каледонского тектогенеза. Об этом свидетельствует существование гряд того же простираения в Печорской депрессии и появление отложений ордовика и силура в более полных разрезах на востоке от Тимана, ближе к Пай-Хою.

После салаирской фазы складчатости приподнятое и жесткое сооружение восточной ветви Грампианской геосинклинали в результате тектонических движений, происходивших в ордовике на северо-востоке от него, подверглось разломам, по которым на Канине и Северном Тимане внедрились гранитоиды до отложения известняков лландоверского яруса силура. В связи с разнообразием развитых здесь гранитоидов, представленных сиенитами, щелочными гранитами, нефелиновыми сиенитами и жилами пегматитов, аплитов, лампрофиров и кварц-полевошпатовых, внедрение их происходило в несколько циклов, связанных с таконской фазой складчатости, которая выразилась в разломах, послуживших путями для проникновения гранитоидной магмы и ее производных. С этим вулканическим циклом связано нахождение многих минералов, пока, однако, не получивших промышленного значения. С пегматитовыми телами Канина и их контактными зонами в районе Микулкина мыса связано нахождение мусковита, крупных гранатов и редкого турмалина. Весь комплекс минералообразования, связанный с разнообразными дифференциатами

гранитоидной магмы, заслуживает подробного изучения с целью практического использования и для сравнения с близкими, а возможно, и синхроничными образованиями на Кольском полуострове и в Карелии.

Эпохой крупнейших опусканий Русской платформы и ее краевых сооружений явились живетский и франский века, с которыми связано внедрение и излияние основной магмы. Обнаружение покрова диабаз в живетских отложениях разреза Солигаличской скважины на глубине 1630—1640 м, конечно, не может быть единичным для территории платформы. На Канине интрузивные габбро и диабазы дают скарповые зоны в метаморфической толще, а покровы диабазов, базальтов и мандельштейнов в контакте с известняками лландоверского яруса вызывают их баритизацию. С основными эффузивами связаны находки исладского шпата, халцедона и кальцитовых жил с аметистом. Не исключена вероятность нахождения оруденения пирротинового типа, что, по-видимому, имеет место в гораздо более интенсивном проявлении вулканизма основной магмы на Ветреном поясе и в свите Печенгских тундр на Кольском полуострове. Именно сопоставление девонского проявления основной магмы Канина и Тимана с таковым на Балтийском щите должно дать правильное определение возраста последнего с иной оценкой перспектив оруденения.

Монолитность Канино-Тиманского сооружения, нарушенная в среднедевонскую эпоху, способствовала образованию его блоковой структуры. Это не могло не отразиться на Русской платформе, где блоковые поднятия и опускания устанавливаются сейчас глубоким бурением.

В Няндоме в сплошную терригенную красноцветную толщу девона вклинивается пропласток с морской фауной, соответствующий трансгрессии чудовского времени, шедшей с юго-востока. В Коноше, Вологде, Любиме, Солигаличе и Шарье в разрезе девона доминируют морские отложения в разнообразных фациях, указывающих на дифференциацию движений земной коры, связанную с тем или иным структурным положением района.

В Котельниче на метаморфических сланцах лежат франские отложения, с несомненностью указывающие на триподнятую блоковую структуру в этой части платформы. Особенно интересны фациальные изменения девона вблизи погребенного Горьковского кряжа фундамента. Работа по изучению этих фациальных изменений девонских осадков только начата и несомненно даст интересные результаты по выяснению зон накопления большого количества органического вещества, послужившего для образования и аккумуляции нефти в благоприятных структурных условиях на Русской платформе и в Притиманье.

Длительный каледонский тектогенез, начавшийся с салаирской фазы, проявился в тажонскую и закончился эрийской и бретонской фазами вместе с девонским периодом. Складчатые, дизъюнктивные, эпейрогенические и вулканические явления, наиболее интенсивно проявившиеся в краевой геосинклинальной Канино-Тиманской зоне, прошли все стадии от накопления мощных отложений в геосинклинальной области до их перехода в отложения платформы. В той или иной степени это отразилось на распределении эпиконтинентальных бассейнов в периоды нижнего и среднего палеозоя на платформе.

Север платформы вместе с обрамляющими ее сооружениями к началу нижнего карбона представлял континент, рельеф которого был достаточно сильно расчленен тектоникой и эрозией, особенно в краевых зонах. Опускание севера платформы, начавшееся в нижнем карбоне, достигло максимума в среднем и отчасти в верхнем карбоне, когда отложения этих эпох распространились на большую часть тер-

ритории, захватив на северо-востоке Средний и Северный Тиман и п-ов Канин. Залегание среднего карбона на девоне и метаморфических сланцах на Среднем Тимане (Малахов, 1940б), а верхнего карбона на девоне и метаморфической толще на п-ове Канин (Люткевич, 1948б) указывает на значительные опускания всех возвышенных блоковых частей платформы, кроме Балтийского щита, в средне- и верхнекаменноугольные эпохи. Нет основания предполагать проявления складчатых движений на платформе в каменноугольном периоде, кроме сравнительно небольших блоковых поднятий и опусканий, вызвавших изменение мощностей и фаций отложений.

Непрерывное существование моря в верхнекаменноугольную и нижнепермскую эпохи сопровождалось постепенным сокращением морского бассейна на севере платформы, т. е. сменилось начавшимся поднятием. Оно достигло максимума в уфимское время, когда краевые зоны платформы на западе и востоке совершенно изолировали ее от открытого моря, существовавшего непрерывно весь пермский период в расположенной рядом Арктической области.

С уфимским временем связано образование на платформе полных структур, таких, как Окско-Цнинский вал и Вологодское поднятие, на которых отложения уфимской свиты не только не накапливались, но, наоборот, шел процесс смыва и закарстования гипсово-доломитовых отложений артинского яруса. Это проявление саальской фазы герцинского тектогенеза не было отголоском крупных горообразовательных процессов, протекавших на Урале и Тимане, как это необоснованно принимается до настоящего времени.

Нет сомнения, что процесс горообразования начался с той или иной интенсивностью на Урале и Тимане, но сопровождался он в не меньшей степени и опусканиями, вызвавшими образование предгорных впадин и грабенов между воздымавшимися грядями, как, например, Канинского грабена на п-ове Канин. Трехсотметровая мощность уфимской толщи в Сереговском районе, накопление сотен метров соляных отложений в Камском Приуралье — все это свидетельствует не о горообразовании, а о дифференцированном блоковом поднятии и опускании, из которых последнее все же оказалось преобладающим и вызвало в казанский век трансгрессию моря, шедшую с севера. Большая фациальная изменчивость казанских отложений, носящая резко локальный характер, при сравнительно небольших колебаниях мощностей, измеряемых десятками метров, указывает на платформе на существование расчлененного тектоникой рельефа дна бассейна.

Перед трансгрессией казанского моря отложения уфимской свиты произвели нивелировку прогибов и впадин в нижнепермском рельефе платформы, отложившись в них в больших мощностях. Рост структур продолжался в казанский век, что и вызвало образование на Сокско-Шешминской полосе поднятий и на ее продолжении к северу, т. е. на Вятском вале, отделявших платформу от Предуральского прогиба, белебеевской фации, выраженной в чередовании морских и континентальных отложений. Продолжавшийся в казанский век подъем платформы вызвал полную регрессию моря к его концу. Накопление отложений татарского века, протекавшее главным образом в континентальных условиях, все же сопровождалось частичным проникновением морских вод преимущественно в северную часть платформы. Это имело место в начале нижнеустьинского времени, когда шло образование гипсов, затем в сухонское время при образовании мергелей с кристаллами галита и, наконец, в северодвинское время при проникновении с севера на Русскую платформу угнетенной фауны морских гастропод.

Наличие нескольких горизонтов линз песков в разрезе татарского яруса указывает на неоднократно повторявшиеся перерывы в осадконакоплении озерных отложений, связанные с этапами подъема Урала и Тимана, а возможно, и Балтийского щита.

С татарским веком связано окончательное формирование заложённых в нижнепермскую эпоху платформенных структур и полная изоляция Русской платформы от открытого морского Арктического бассейна перед ветлужским веком. Формирование структур в пермских отложениях, более интенсивных по амплитуде и смятию слоев в Прикамье, связано с движениями блоков фундамента и древнего каледонского сооружения по возобновленным и новым расколам. Только это и могло вызвать проникновение интрузии диабазов через шток соли в Серогове. Последний пункт является пока единственным известным на платформе, где проявился вулканизм в пфальцскую фазу герцинского тектогенеза. Несомненно с этим вулканизмом связано проявление гидротермальной деятельности по сопровождавшим складчатость расколам, давшим пути и железистым водам, и источникам, несущим соли стронция, меди, хрома и, наконец, бария и сопутствующие им компоненты других элементов, встречающихся в значительно меньших количествах. Нахождение целестина, минералов меди, волконскоита в татарских отложениях, а барита в ветлужских, указывает на то, что эта фаза складчатости затронула глубинные зоны платформы, образовав в ней расколы, и тем самым способствовала появлению гидротерм, вызывавших концентрацию тех или иных солей, не свойственных пресноводным континентальным бассейнам платформ.

Для нижнего триаса, представленного только континентальными отложениями, и для юры и мела, известных преимущественно в морских фациях, характерны эпейрогенические движения Севера Русской платформы, не связанные с ее блоковыми, во всяком случае, сильными движениями. Несогласно перекрывая палеозойские отложения и залегающая горизонтально, отложения мезозоя не дают основания судить по ним о степени интенсивности колебательных движений платформы. Альпийские движения, происходившие, возможно, в самую сильную — лярामीюскую фазу, вызвали поднятия и опускания блоков платформы по разломам. Меридиональные сбросы на Тимане, опускания в районе Онежского озера, дизъюнктивные линии А. П. Карпинского (1939), ограничивающие Кольский полуостров, подтвержденные последующими работами, — все эти движения кайнозоя тесно связаны с возникновением оледенений и последующих больших опусканий и морских трансгрессий четвертичного периода. В них не приходится сомневаться, если, конечно, относиться скептически к гипотезе эвстатических колебаний уровня мирового океана, якобы связанных с образованием и таянием ледниковых покровов. Примитивность такой трактовки, оторванной от эндогенных сил Земли, очевидна, так как на о-вах Шпицбергена, т. е. в северной ветви той же Грампианской геосинклинали, крупнейшие сбросовые и флексурные движения с амплитудами до 1000 м связаны с альпийским тектогенезом. Отражение этих движений на платформе в альпийском тектогенезе должно было иметь место, как это происходило в каледонском и герцинском тектогенезах.

Дальнейшее изучение тектоники Севера Русской платформы может идти успешно только при детализации знаний по стратиграфии всех осадочных отложений. Завершенный этап изучения территории Севера Европейской части СССР позволил увязать все имеющиеся данные только в общей схеме геологической истории в непрерывном движении и развитии земной коры. Эта схема требует дальнейшего уточнения во всех областях и районах, которые являются перспективными по

поискам и добыче полезных ископаемых. Последующие работы, безусловно, многое изменят, исправят и детализируют, но если они получат основные направляющие пути от труда целого поколения первых советских геологов, то это будет лучшим, чего могут желать исследователи — геологи, собиравшие и суммировавшие материалы наблюдений на впервые ими освещавшейся территории Севера Русской платформы.

УРАЛ, ПАЙ-ХОЙ, ТИМАН И ПЕЧОРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

В пределах описываемой территории могут быть выделены отдельные области, отличные по своей структуре и геотектоническому развитию: Урал, Пай-Хой, Тиман и Печорская синеклиза.

Урал. В настоящей работе рассматривается северная часть Урала от бассейна р. Уньи до Байдарацкой губы. С востока с Уралом граничит Западно-Сибирская низменность — громадная депрессия, эпигерцинской Урало-Тянь-Шаньской платформы, возникшая, по-видимому, в эпоху раннекиммерийской складчатости. Геосинклиальная область Северного Урала начала формироваться как складчатая зона в эпоху байкальского орогенеза. Достаточно ясно отмечаются, особенно в восточной ее части, следы проявления каледонской складчатости.

Западная часть Уральской геосинклиальной области, представляющая современный, выраженный в рельефе «Уральский хребет», в основном была сформирована как горная страна во время герцинской складчатости. По новейшим данным, формирование структур этой части Урала происходило со среднего карбона до конца триаса включительно.

Для Урала характерно зональное строение. На востоке протягивается область Зеленокаменного прогиба, сложенная силурийскими, девонскими, частично нижнекаменноугольными осадочно-вулканогенными породами. Это образования геосинклиального типа с широким развитием эффузивов. Они относятся к внутренней зоне Уральской геосинклинали, или ее «подвижному поясу». К западу от Зеленокаменного прогиба проходит полоса глубинных разломов и связанных с ними интрузий основных и ультраосновных пород, протягивается центральная горная полоса Урала, сложенная из метаморфических сланцев нижнепалеозойского и частью протерозойского возраста. Они прорваны интрузиями кислых и основных пород. В среднем и верхнем палеозое это была область внешней зоны Уральской геосинклинали. В структурном отношении центральная горная полоса Урала представляет громадный антиклинорий. Еще западнее протягивается область Западной увалистой полосы, сложенная палеонтологически охарактеризованными палеозойскими осадочными породами от ордовика до перми включительно. Здесь развиты преимущественно фации, характерные для краевых областей передовых прогибов (в западной части). В структурном отношении область увалистой полосы характеризуется развитием опрокинутых к западу складок и надвигов с выжиманием или перетиранием опрокинутых западных крыльев. Эти структуры особенно ясно выражены в южной части Северного Урала в бассейне рек Уньи и Малой Печоры. Указанные зоны представляют продолжение соответствующих зон Среднего и Южного Урала и сохраняют ряд общих с ними черт наряду с некоторыми местными особенностями.

Пай-Хой представляет складчатую область западно-северо-западного простирания, почти под прямым углом отходящую от Урала.

В строении ее принимают участие породы от кембрийского до пермского возраста включительно. В структурном отношении Пай-Хой может рассматриваться как антиклинорий, ось которого погружается к юго-востоку и который осложнен складками второго порядка, имеющими то же простирание. Кроме того, наблюдаются разломы, иногда переходящие в надвиги. Продольные разломы характеризуют в особенности северо-восточное крыло антиклинория.

По данным А. В. Хабакова (1946), О. Л. Эйнора (1946б), В. А. Дедеева (1958) и др., в области сочленения Пай-Хоя с Уралом прослеживается большой разлом, поперечный по отношению к простиранию пай-хойской складчатости, — Осоевский надвиг.

Особенное внимание с давних пор привлекает вопрос о соотношении Урала и Пай-Хоя, различно решавшийся разными исследователями. Более подробное изложение высказанных по этому вопросу взглядов будет дано при описании тектоники Пай-Хоя. Они могут быть сведены к трем основным точкам зрения.

1. Уральский хребет в Заполярье поворачивает к северо-западу, и Пай-Хой является его непосредственным продолжением (Keyserling, 1846; Мурчисон, 1849; Архангельский, 1947; Устрицкий, 1956а и др.).

2. Урал и Пай-Хой представляют самостоятельные хребты и имеют различный возраст (Гофман, 1856; Мазарович, 1938; Эйно́р, 1946б; Тетяев, 1939; Войновский-Кригер, 1947а).

3. Пай-Хой — боковая ветвь Урала, непосредственное продолжение западной половины Уральской геосинклинали, восточная часть которой имеет иное направление (Шренк, 1855; Карпинский, 1919б; Волков, 1938, 1944; Хабаков, 1945; Шатский, 1946; Дедеев, 1958 и др.).

В настоящей работе принимается последняя точка зрения, обоснование которой, так же как и анализ других взглядов, высказанных по этому вопросу, приводится ниже в разделе, посвященном описанию структуры Пай-Хоя.

Тиман представляет эпибайкальскую, рифейскую, а по мнению некоторых исследователей, древнепалеозойскую «раннесалаирскую» складчатую зону, примыкающую с востока к более древней, ранее консолидированной части Русской платформы. В настоящее время еще имеются разногласия в определении возраста древних метаморфических сланцев и магматических пород Тимана и времени проявления основной дислокационной фазы, сформировавшей этот хребет. От того или иного решения этих вопросов зависит представление о связи Тимана с другими геотектоническими зонами. О структуре и возрасте Тимана были высказаны следующие основные точки зрения:

а) Тиман — нетипичное складчатое горное геосинклинальное сооружение. Это платформенная структура в пределах Русской платформы, подобная Доно-Медведицкому валу (Архангельский, 1934; Оффман, 1948).

б) Тиман представляет складчатую зону, может быть, протерозойского, но, вероятнее всего, таконского возраста, возникшую на месте геосинклинали и погружающуюся к югу в область Восточно-Русской впадины, где находится ее скрытое продолжение (Мазарович, 1938).

в) Дислоцированные зоны Тимана и Канинского кряжа должны считаться продолжением раннекаледонских дислокаций Варангер-фиорда, Рыбачьего полуострова и о-ва Кильдина, следующих северной окраине Балтийского щита (Чернышев, 1915; Люткевич, 1940а, 1948б).

г) Тиман представляет ответвление, или «боковую кулису», Урала (Suess, 1901).

д) Тиман — ответвление Урала, соответствующее западному склону Среднего и Южного Урала (Наливкин, 1944б).

е) Тиман — постумная ветвь Урала, примыкающая к более древней дислокационной системе, связанной с окраиной архейского Фенно-Олоно-Архангельского горста (Карпинский, 19196).

ж) Тиман — древняя геосинклинальная зона, примкнувшая в конце протерозоя или самом начале палеозоя к Русской платформе, но сохранившая достаточную лабильность, вследствие чего в герцинскую фазу она подверглась сравнительно интенсивным дислокационным процессам под влиянием тектонических движений, происходивших на Урале. Эта точка зрения была высказана Н. С. Шатским (1935). Она поддерживается Н. Н. Тихоновичем (19466), А. А. Черновым (19476) и др. и находит подтверждение в обильном фактическом материале, собранном за последние два десятилетия. Она кажется наиболее правильной и принимается в настоящем очерке. Возраст основной, раннебайкальской¹ складчатости метаморфической толщи предположительно принимается как докембрийский («рифейский»).

Печорская синеклиза представляет западную часть Урало-Тиманской, или Печорской, депрессии, которая была выделена Н. Н. Тихоновичем (1941). Эта обширная депрессия, расположенная между Уралом и Тиманом, в геоморфологическом отношении представляет равнину или низменность и охватывает Большеземельскую тундру, Малоземельскую тундру с долиной нижнего течения р. Печоры и Южно-Печорскую равнину. В геотектоническом отношении это эпипайкальская платформа, древний складчатый фундамент которой представляет продолжение нижнего структурного этажа Тимана. А. А. Чернов (19406) выделяет из этой депрессии восточную часть Большеземельской тундры до гряды Чернышева включительно (т. е. Печорский угленосный бассейн) как территорию, относящуюся к Уральской геосинклинали. Остальную часть равнинного пространства между Уралом и Тиманом он называет «Печорским клином». В 1909 г. А. П. Павлов для этой области предложил впервые выдвинутый им термин «синеклиза», принятый в настоящем томе.

О тектонической природе Печорского угленосного бассейна и Урало-Тиманской депрессии в целом (в понимании Тихоновича) был высказан ряд противоречивых мнений. Их можно свести к следующим основным точкам зрения:

а) Все пространство между Уралом и Тиманом представляет складчатую область, зону виргации варисских складок (Ермолаев, 1937; Наливкин, 1944).

б) Пространство между Уралом и Тиманом — складчатая зона верхнепалеозойской интрагеосинклинали. Тиманские и печорские антиклинальные структуры представляют собой кулисообразные складки, расширяющиеся за счет платформы (Архангельский, 1923, 1941).

в) Область Большеземельской тундры частично располагается над жесткой глыбой, древним выступом докембрийского фундамента, который вызвал характерный изгиб складок Урала (Карпинский, 19196).

г) Печорский угленосный бассейн представляет в целом достаточно лабильную область, но в центральной части ее располагается более уплотненный участок протерозойского складчатого фундамента (Тихонович, 19466).

д) Печорский угленосный бассейн — продолжающаяся к западу часть Уральской геосинклинали (А. Чернов, 19366; Эйно, 1945).

¹ В настоящем очерке предлагается называть первую крупную фазу байкальской складчатости, проявившуюся, вероятнее всего, в конце рифея, раннебайкальской, а фазу, имевшую место на границе кембрия и ордовика, — позднебайкальской.

е) Область Печорского угленосного бассейна — передовой прогиб и должна рассматриваться как часть платформы (Шатский, 1946; Страхов, 1946).

ж) Область Печорского угленосного бассейна — передовой прогиб Уральской геосинклинали, заложенный в нижнем палеозое, расширив-

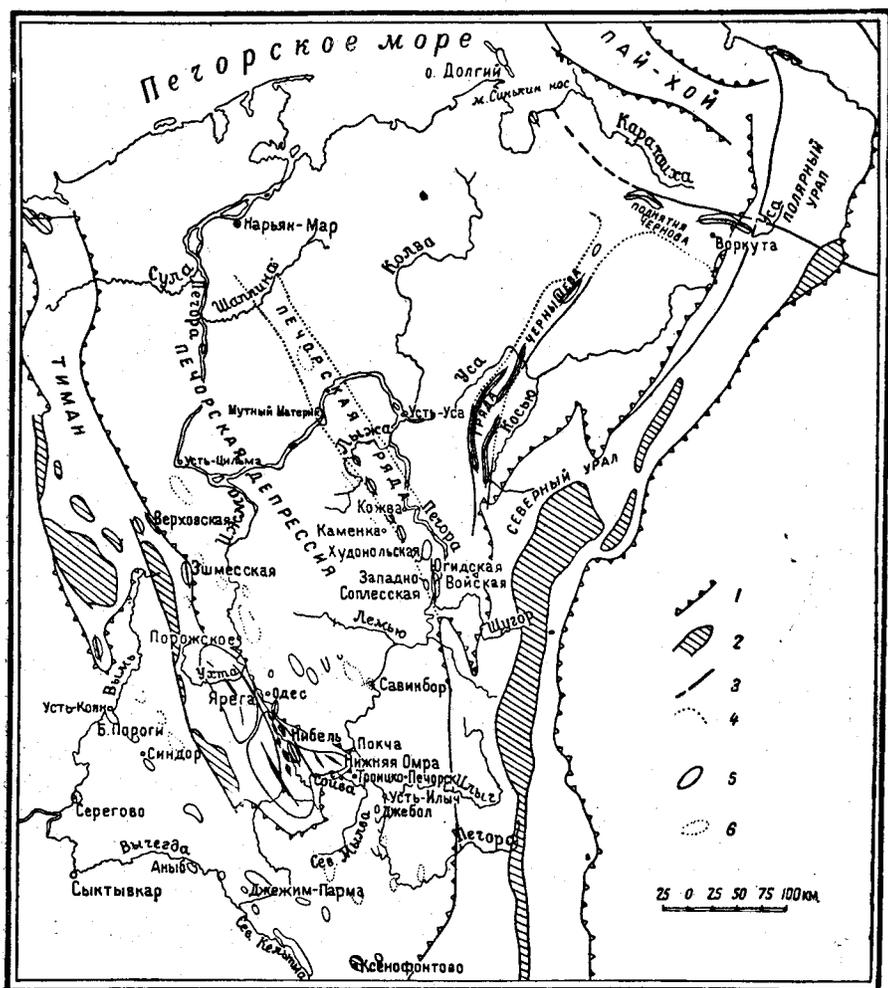


Рис. 87. Обзорная карта Тимано-Пайхойской области

1 — упрощенные границы Тимана, Урала и Пай-Хоя; 2 — выступы метаморфических сланцев (свита «М»); 3 — разломы и другие тектонические контакты; 4 — упрощенные контуры крупных структурных элементов в областях развития осадочного покрова; 5 — антиклинальные структуры, проверенные геологическими исследованиями; 6 — структуры, намеченные геофизическими исследованиями

шийся к западу в верхнем палеозое и интенсивно дислоцированный в конце палеозоя (а по новейшим данным, в конце триаса). Передовой прогиб должен рассматриваться как своеобразная переходная область от геосинклинали к платформе (Войновский-Кригер, 1948б, 1956б; Варсанюфьева, 1961).

В настоящем очерке принимается последняя точка зрения на тектоническую природу Печорского угленосного бассейна. Что касается основания или досилурийского фундамента Урало-Тиманской депрес-

сии в целом, то он представляет область раннебайкальской складчатости, которая является продолжением Тиманской складчатой зоны к востоку. Развитие ее западной части («Печорского клина»), или Печорской синеклизы, до границы Печорского угленосного бассейна было тесно связано с развитием Тимана, хотя здесь, как и на самом Тимане, проявлялось влияние уральских дислокаций. Это влияние горообразовательных движений Урала гораздо сильнее сказалось в восточной части Урало-Тиманской депрессии, непосредственно примыкающей к западному склону Уральского хребта.

Так, в области Средней Печоры можно видеть, как складки уральских предгорий заходят в восточную часть депрессии. В восточной половине Большеземельской тундры структуры, характерные для предгорного прогиба увалистой полосы, прослеживаются в гряде Чернышева. Вместе с тем здесь отлагаются осадки, типичные для предгорной впадины, в частности пермские угленосные толщи. В дальнейшем восточная часть Урало-Тиманской депрессии, включая Печорский угленосный бассейн, будет рассматриваться в связи с Уралом как его краевой прогиб. Область, расположенная между Печорским угленосным бассейном и Тиманом, представляет «Печорскую синеклизу». В ее пределах под названием Печорской депрессии будет выделена западная часть в области глубокого погружения складчатого фундамента. Как особые районы могут быть выделены центральная и западная части Большеземельской тундры (рис. 87).

Урал

В пределах складчатой области Урала следует более подробно рассмотреть структуры горной полосы, которая в тектоническом отношении может рассматриваться как Центральный антиклинорий, а затем западной увалистой полосы, представляющей предгорную впадину, заложенную, вероятно, еще в эпоху байкальского орогенеза и наиболее ясно оформившуюся во время герцинской складчатости. Восточная увалистая полоса представляет собой Зеленокаменный троговый прогиб, или эвгеосинклинальную область. Область восточной увалистой полосы во многих ее частях еще мало изучена и, кроме того, выходит за пределы территории, описываемой в данном томе «Геологии СССР». Она будет охарактеризована лишь в самых общих чертах, поскольку это необходимо для правильного представления о структуре Уральской складчатой зоны в целом.

Центральный Уральский антиклинорий. На всем протяжении рассматриваемого участка Урала от р. Уньи на юге до Байдарацкой губы на севере прослеживается Центральная складчатая зона, сложенная разнообразными метаморфическими сланцами и магматическими породами. Это — горная полоса Урала, в структурном отношении представляющая крупный антиклинорий. Его слагают преимущественно нижнепалеозойские (кембрийские и ордовикские) породы¹. Лишь в двух обособленных друг от друга районах — в северной части Полярного Урала (в пределах Харбейского антиклинория) и затем на Приполярном Урале (в пределах Ляпинского антиклинория) — выступают более древние докембрийские метаморфические сланцы. Области выхо-

¹ Следует отметить, что далеко не все геологи относят древние кристаллические сланцы Урала к кембрию. Так, Н. С. Шатский и представители его школы развивают представление о рифейском возрасте этих пород. Эту же точку зрения поддерживают А. А. и Г. А. Черновы и ряд других исследователей.

дов этих древнейших пород наблюдаются там, где отмечается общее воздымание Уральской складчатой структуры и появление нижнепалеозойских гранитных интрузий. На Северном Урале, а также в южной части Полярного Урала, Центральная зона хребта испытывает погружение. Здесь она суживается, и выходы древних доордовикских гранитов исчезают.

Центральная зона в рассматриваемой части Урала, так же как и в его более южных районах, на протяжении длительного времени имела важное палеогеографическое и геотектоническое значение. Это была преимущественно зона поднятий, представлявшая по большей части островное море. Она разграничивала передовой прогиб Уральской геосинклинали и ее подвижный пояс, в пределах которого широкое развитие получают среднепалеозойские вулканогенные и интрузивные породы. В то время (в палеозое) в пределах передового прогиба, геоморфологически представляющего теперь западный склон Урала, происходило преимущественно отложение осадочных пород. Среди изверженных пород западного склона известны главным образом лишь гипабиссальные диабазы и габбро-диабазы.

Стратиграфия метаморфических пород горной полосы еще недостаточно разработана; точно не установлен возраст отдельных толщ, не везде выяснены их соотношения, а в связи с этим недостаточно ясен и вопрос о возрасте интрузивных пород. Кроме того, различные районы горной полосы неравномерно исследованы.

Для Северного Урала в целом новейшая стратиграфическая схема досилурийских отложений дана К. А. Львовым (1956а, б, 1958б, в). Он выделяет среди древних толщ кембрийские и ордовикские отложения. Для Ляпинского антиклинория им выделены протерозойские образования, сложенные глубокометаморфизованными осадочно-вулканогенными породами с подчиненными гнейсифицированными интрузиями. Кембрийские отложения, по К. А. Львову, лежат несогласно на протерозое. Разрез нижнего кембрия начинается с базальной ошизской свиты грубообломочных терригенных осадков. Выше лежат сланцы пуйвинской свиты, а затем карбонатно-вулканогенная шокурьинская свита.

Средний кембрий лежит с перерывом на более древних отложениях. К нему относятся, по К. А. Львову, хобеинская и маньинская свиты. Нижняя базальная часть хобеинской свиты сложена псаммитопсефитовыми породами. Верхняя часть той же свиты представлена характерными микрослоистыми глинисто-алевритовыми сланцами, так называемыми «полосатиками». Маньинская свита, венчающая, по К. А. Львову, разрез доордовикских отложений, сложена из карбонатных и терригенных осадков, которые на многих участках замещаются мощной толщей вулканогенных пород как кислого, так и основного состава. Затем характерно присутствие в составе маньинской свиты рифогенных водорослевых известняков. Вышележащие ордовикские отложения лежат резко несогласно на более древних отложениях и в своих базальных слоях представлены грубообломочными осадками тельпосской свиты.

Эта схема К. А. Львова пока не является общепризнанной. К наиболее спорным относятся протерозойские и кембрийские свиты К. А. Львова. Достоверный возраст установлен лишь для ордовикских свит. Поэтому пока трудно дать достаточно объективную картину тектонического строения горной полосы, но общий ее структурный план может быть намечен. Могут быть выявлены основные типы структур, закономерности их пространственного распространения и соотношения с интрузивными телами.

Главнейшие вопросы, возникающие в настоящее время при изучении тектоники горной полосы, касаются: 1) дальнейшего выявления следов досилурийских складчатостей — докембрийской и нижнепалеозойской, что находится в прямой зависимости от определения возраста метаморфических сланцев, подстилающих тремадокские песчаники и конгломераты; 2) выявления ясных следов каледонской складчатости, с которой связываются мощные интрузивные процессы и явные угловые несогласия на восточном склоне хребта; 3) определения возраста и соотношения интрузий, сопровождающих различные фазы тектогенеза; 4) выявления связи между интрузиями и дислокациями; 5) выяснения структурных взаимоотношений между центральной горной и западной увалистой полосами Урала. Для освещения всех этих вопросов необходимо познакомиться с фактическим материалом по изучению тектоники метаморфической толщи и интрузивов, собранным к настоящему времени. Этот обзор удобнее начать с южных районов, последовательно переходя к северным (от Северного Урала к Приполярному и Полярному).

Северный Урал¹. В пределах Центрального антиклинория описываемой части Северного Урала выделяются два участка, которые отличаются некоторым своеобразием своего геологического строения. Один из них охватывает бассейны рек Верхней Печоры и Северной Сосьвы. К другому относятся бассейны рек Подчерема и Щугора.

Тектоника той части горной полосы, которая относится к бассейну Верхней Печоры на западе и к бассейну Северной Сосьвы на востоке, еще недостаточно изучена. Довольно большой, но необобщенный фактический материал, по условиям залегания метаморфических сланцев и интрузий этой территории дают опубликованные в Горном журнале дневники К. С. Федорова (1897). Вопросы тектоники и возраста интрузий затрагиваются в работах В. А. Варсанюфьевой (1928, 1933б, 1934а, 1940), И. И. Горского (1958), Н. А. Сирина (1937а, б, 1945а), К. А. Львова (1948, 1956а, б, 1958в), С. Н. Волкова (1938, 1948), В. М. Сергиевского (1948, 1958), Ю. Е. Молдаваницева (1958), Т. К. Кожинной (1955, 1958) и др.

В пространственном расположении метаморфических толщ различного возраста и интрузий наблюдается определенная закономерность. В западной половине горной полосы развита мощная (не менее нескольких километров) толща доордовикских серицит-кварцитовых сланцев, которым подчинены согласно с ними дислоцированные зеленые сланцы, представляющие продукт метаморфизации основных изверженных пород. Это, по-видимому, пластовые интрузии, а частью, может быть, эффузии габбро-диабазовой магмы, представленные в настоящее время эпидозитами, эпидот-серицитовыми хлоритовыми сланцами. Эта толща прорывается, кроме того, секущими жилами, дайками и более крупными лакколитообразными интрузиями габбро-диабазов, которые превращены частью в эпидотовые амфиболиты, эпидозиты, уралитовые и эпидот-альбит-амфиболитовые сланцы, частью же более ясно сохранили следы первоначального состава и структуры, так что их можно назвать метаморфизованными габбро или габбро-диабазами. Кроме того, в западной половине горной полосы, в бассейне р. Илыча, развиты мощные интрузии микроклин-пертитовых гранитов, слагающих большие горные массивы Мань-Хан-Хам-Ньер, Турын-Я-

¹ В. А. Варсанюфьева рассматривает Северо-Сосьвинский район и бассейн Малой Печоры, Илыча, Подчерема и частью Щугора как северную часть Северного Урала и считает принципиально неправильным рассматривать эти районы в составе Приполярного Урала (см. очерк «Геоморфология»).

Ньер с Липка-Нелом, Макар-Из и др.¹ Серицито-кварцитовые и другие сланцы покрываются толщей значительно менее метаморфизованных ордовикских кварцитов, которым подчинены кварцевые конгломераты. По аналогии с более северными районами, где в подобных породах найдена фауна тремадокского возраста, кварциты и конгломераты могут быть отнесены к низам ордовика. Мощность этой толщи не менее 500—800 м, а возможно, и более. Этими породами и подстилающими их серицито-кварцитовыми сланцами сложены высокие горные массивы Кожим-Из, Кычиль-Из, Шука-Йоль-Из и Нерим-Из, образующие западную горную гряду в бассейне р. Илыча. Она выклинивается к югу, не достигая р. Ичед-Ляги, в бассейне которой по простиранию данной гряды выступают стратиграфически более высокие горизонты карбонатной толщи ордовика. Наблюдать непосредственный контакт ордовика с нижележащими породами не пришлось. Но в более северных районах, в Приполярном и Полярном Урале, установлено несогласное залегание ордовикских кварцитов на подстилающих их древних метаморфических сланцах.

В восточной части Центрально-Уральской складчатой зоны развита мощная толща доордовикских метаморфических зеленых сланцев, переслаивающихся с серицит-кварцит-хлоритовыми сланцами. Зеленые сланцы — продукт метаморфизации эффузивных основных пород и частью пластовых интрузий. Они прорваны более поздними интрузиями габбро-диабазов, а местами более кислых пород. Все эти породы глубоко изменены частью в результате интенсивного динамометаморфизма, частью под влиянием интрузий кислой магмы, которые могут находиться в глубине. В этой толще можно видеть прекрасные примеры катакластических и катабластических структур (Варсанофьева, 1940). Общая мощность ее, вероятно, не менее 2—3 км (?)². Мощная толща доордовикских зеленых сланцев у восточной окраины горной полосы покрывается предположительно ордовикскими железисто-кварцитовыми сланцами, выступающими в возвышенности Сяркин-Урр в бассейне р. Лозьвы, и углисто-кварцитовыми сланцами, далеко прослеживающимися по простиранию в бассейне р. Сосьвы.

К востоку от полосы углисто-кварцитовых сланцев располагаются интрузии габбро-перидотитовой формации Нижне-Тагильского синклинория. Эти интрузии, по Е. П. МолдавANCEVУ (1937а, 1944а, б), В. М. Сергиевскому (1948) и С. Н. Волкову (1948), относятся к каледонскому циклу и выделяются как платиноносная габбро-перидотитовая формация. Интрузии этой формации слагают большой горный массив Чистоп и вершину Хой-Эква в бассейне р. Лозьвы и горный массив Ялпинг-Нер в бассейне р. Северной Сосьвы (Сирин, 1937 а, в).

Восточнее находится зеленокаменный прогиб Нижне-Тагильского синклинория, в пределах которого широкое развитие получают вулканогенные породы верхнего силура, девона и нижнего карбона. Это восточная увалистая полоса Зауралья.

Можно видеть, что в целом строение горной полосы описываемого участка Урала асимметрично, и в ней четко намечается определенная зональность.

Западная половина рассматриваемого участка горной полосы Урала в пределах бассейна р. Верхней Печоры, кроме того, может быть разделена в структурном отношении на два района: южный и север-

¹ Ортографически эти массивы занимают центральное и даже восточное положение в горной полосе, так как здесь на них переходит водораздел в связи с местным выполаживанием восточных хребтов в рельефе.

² Определение мощности затрудняется отсутствием выходов и развитием сложной, частью изоклинальной складчатости.

ный. Граница между ними проходит приблизительно в области широтного участка течения р. Иджид-Ляги — притока р. Илыча.

Южный район охватывает область верховьев рек Уньи и Малой Печоры. Для этой части центральной зоны горной полосы Урала характерно выдержанное северо-северо-западное простирание слагающих ее метаморфических сланцев и преобладающее падение их на восток. Углы падения изменяются от 20 до 70—80°. Чаще всего падение под углом 50° с азимутом СВ 75°. Такое моноклинальное падение пластов указывает на развитие опрокинутой к западу складчатости. Местами складки могут быть довольно точно намечены по чередованию характерных литологических толщ.

В бассейне р. Малой Печоры и в разрезе Иджид-Ляги отсутствует характерная толща тремадокских кварцитов. К ордовику условно отнесены аркозовые песчаники и кварциты, образующие вершину Медвежьего Камня, южный конец которого прорезан р. Печорой выше устья р. Большой Порожной. Пород, которые можно было бы считать тождественными тремадокским кварцитам Западного хребта, в разрезе Егра-Ляги и Малой Печоры не встречается, так же как и в бассейне р. Уньи.

По западной границе центральной зоны здесь прослеживается, по-видимому, надвиг древних метаморфических сланцев на палеонтологически охарактеризованные палеозойские породы западного склона хребта. Можно видеть, например, как меридиональные полосы ордовикских, силурийских и девонских пород восточных фаций, вскрытые в обнажениях рек Малой Печоры и Большой Порожной, уходят на юг и скрываются под горными массивами Мань-Емти-Ньер и Яны-Емти-Ньер, сложенными из доордовикских кварцито-серицитовых сланцев. Эти массивы далеко выступают к западу в бассейне р. Уньи, где в связи с этим отсутствуют выходы ордовика, силура и девона самых восточных фаций р. Малой Печоры.

На основании этих соотношений было высказано предположение о развитии здесь надвига по западной окраине центральной зоны Урала (Варсановьева, 1933б, 1940, 1953б).

В рассматриваемой части западного склона горной полосы нет крупных интрузий гранитоидов. На р. Малой Печоре в устье Манской Волосницы имеется сопка Седловатая Парма, достигающая 220 м высоты над уровнем реки. Она сложена гранодиоритами. Очень интересна находка катаклазированного и рассланцованного гранита в осыти аркозовых кварцитов, слагающих южный конец Медвежьего Камня (Варсановьева, 1940).

Коренной Поясовой хребет сложен в области верховьев р. Малой Печоры частью толщ зеленых сланцев, переходящих на восточный склон, частью кварцито-серицитовыми сланцами, характерными для западного склона. Первоначальный состав их и структур не всегда легко восстановить.

Интрузии габбро-диабазов широко распространены в западной части горной полосы в области верховьев рек Уньи и Малой Печоры. Они образуют, как правило, небольшие интрузивные тела и реже более крупные, например гора Койп (1041,5 м) и др. Эти интрузии дают очень интересный материал для изучения процессов метаморфизма основных пород и превращения их в амфиболиты и эпидозиты.

В северном районе бассейна р. Верхней Печоры центральная зона Урала испытывает воздымание и постепенно начинает расширяться к западу. В пределах центральной полосы здесь получают все более широкое развитие изоклинально-складчатые доордовикские метаморфические сланцы. Затем, в области, прорезанной притоками р. Илыча —

реками Ук-ю, Пирс-ю и Кожим-ю — горная полоса характеризуется развитием мощной толщи тремадокских песчаников и конгломератов, слагающих высокий Западный хребет. С другой стороны, здесь получают широкое распространение доордовикские интрузии микроклипертитовых гранитов. Этими гранитами сложен громадный горный массив Мань-Хан-Хам-Ньер, к которому здесь приурочен главный водораздел между системой рек Оби и Печоры. Из гранитов сложены также массивы Турын-я-Ньер (Сакурта-Лех-Ньер), Липка-Нел и др.

К югу от Мань-Хан-Хам-Ньера, на северном склоне высокой вершины Сотчем-йоль-Из (1100 м), сложенной из метаморфических габбро-диабазов и амфиболитов, встречены в россыпи глыбы разнообразных кислых жильных пород. Они представлены гранитами, очень сходными с гранитами Мань-Хан-Хам-Ньера, а также кварцевыми порфирами, пегматитами и аплитовидными породами. Возможно, что эти жилы связаны с интрузиями, продолжающимися к югу от Мань-Хан-Хам-Ньера на некоторой глубине. Это предположение подтверждается выходом мощной гранитной жилы в Нерим-Чугре — западном отроге Сотчем-йоль-Иза, и наличием аплитовых и гранитных жил в массиве Торре-Порре-Из, или Монинг-Тумп, расположенном еще южнее.

Следует отметить, что кислые жильные породы значительно свежее, чем основные породы, которые они пересекают. В одном из образцов можно видеть как бы миниатюрный ксенолит основной породы в граните пересекающей ее жилы. Все это дает основание предполагать, что граниты моложе основных пород Сотчем-йоль-Иза.

В области Мань-Хан-Хам-Ньера и к югу от него вырисовывается большая антиклинальная структура, в центре которой находятся гранитные массивы и габбровые интрузии Сотчем-йоль-Иза. К западному крылу этой антиклинальной структуры относится Западный хребет горной полосы, сложенный тремадокскими кварцитами и подстилающими их серицит-кварцитовыми сланцами. Для вершин этого горного хребта характерно падение пластов к западу и отсутствие опрокинутой складчатости, столь распространенной в южном районе. Выяснилось, что здесь нет надвига горной полосы на породы предгорий, как предполагалось ранее. По-видимому, происходит погружение структуры к югу, в связи с чем исчезает в рельефе Западный хребет, сложенный тремадокскими кварцитами, и по простиранию его в бассейне рек Ичед и Иджид-Ляги получают развитие отложения среднего и верхнего ордовика.

Южная часть восточного крыла большого антиклинала сохранилась, по-видимому, в Илызском Поясовом Камне и в западной половине Мань-Квот-Ньера, одного из высоких хребтов Коренного Поясового Камня. Здесь выступают падающие к востоку слои кварцитовых сланцев и кварцитов, с подчиненными им метаморфизованными основными породами и кварц-слюдястыми и филлитовыми сланцами, обнажающимися в продольной долине верховьев р. Иоутыньи между Илызским Поясовым Камнем и Квот-Ньером. Вся эта толща очень сходна с породами, подстилающими тремадокские кварциты в западном крыле. Но окончательно синхронизация этих отложений может быть проведена только на основании самого тщательного сопоставления разрезов западного и предполагаемого восточного крыла антиклинала. При этом не надо забывать, что возможны фациальные изменения и выклинивание тремадокских пород к востоку, о чем еще будет сказано ниже.

Заканчивая обзор тектонических структур центральной зоны Урала в бассейне рек Верхней Печоры и Северной Сосьвы, надо отметить, что во всей этой области, так же как и в более северных районах,

четко выражены две системы диаклаз: одна совпадает по направлению с простираем пород, другая ему перпендикулярна. Диаклазы часто разбивают породы, выступающие на вершинах, на правильные параллелепipedальные отдельности, превращающиеся в результате выветривания в причудливые столбы и башни (рис. 88).

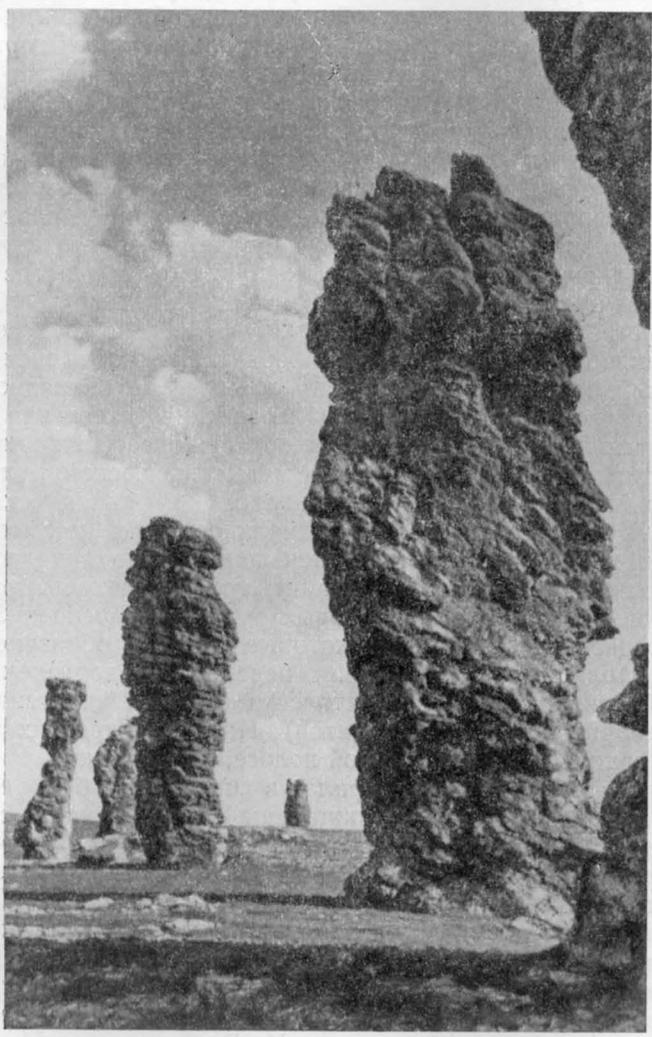


Рис. 88. Столбы выветривания на вершине Мань-Пупу-Ньер, или Болвано-Из, в истоках р. Печоры. Фото Заплатина

Общее расположение характерных литологических и стратиграфических комплексов метаморфических сланцев и изверженных пород различного возраста, наблюдающееся в бассейнах рек Верхней Печоры и Илыча, так же как и общий структурный план этих участков горной полосы, выдерживаются с различными местными изменениями для всего Северного, Приполярного и Полярного Урала. Можно выделить как бы два типа структурного плана, соответствующие описанным выше типам расположения структур и интрузий основных и кислых пород в северном и южном районах горной полосы бассейна Верхней Печоры.

1. В районах, которые могут быть отнесены к первому типу, в горной полосе развиты дотремадоксские кварцитовые и серицит-кварцитовые сланцы с подчиненными им метаморфизованными основными породами, преимущественно межпластовыми интрузиями и частью эффузивами. Дотремадожский комплекс несогласно покрывается тремадоксскими кварцитами и конгломератами, развитыми преимущественно по западной окраине горной полосы и образующими в рельефе наиболее высокие горные хребты. К центральной части горной полосы приурочены в этих случаях крупные интрузии микроклин-пертитовых гранитов и интенсивно метаморфизованных габбро-диабазов, причем граниты обычно моложе этого комплекса основных интрузивов.

Можно отметить, что в подобных районах гранитные интрузии горной полосы обычно приурочены к большим антиклиналям. Иногда в ядре антиклинальных структур находятся крупные пластообразные или лакколитообразные тела габбро-диабазы. В образовании больших нормальных антиклинальных складок принимают участие тремадоксские кварциты и конгломераты.

Ко второму типу относятся участки, в которых происходит погружение антиклинальных структур с развитием тремадоксских кварцитов в крыльях и гранитных интрузий в ядре. По западной окраине областей погружения появляются палеозойские отложения своеобразных «лемвинских» фаций, горная полоса суживается, крупные и правильные антиклинали отсутствуют, в метаморфической толще развита интенсивная изоклиальная опрокинутая на запад складчатость. В результате наблюдается моноклиальное падение мощных свит к востоку и нередко прослеживаются надвиги по западной окраине горной полосы. По восточной окраине горной полосы наблюдается особенно мощное развитие габбровых или ультраосновных интрузий среднепалеозойского возраста, которые часто образуют высокие хребты. На Полярном Урале на них переходит водораздел. С восточной полосой основных пород генетически связаны интрузии гранитоидов (гранодиоритов и плагиигранитов). Интрузии древних микроклин-пертитовых гранитов здесь, в горной полосе, отсутствуют.

Тектоника горной полосы Урала в пределах бассейна рек Шугора и Подчерема также еще изучена очень слабо. Этот район вошел в область, исследованную в конце прошлого столетия Е. С. Федоровым. В 20-х и начале 30-х годов текущего столетия здесь проводили геологическую съемку Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935). В последнее десятилетие работали главным образом на восточном склоне Н. А. Сири и К. А. Львов, а в районе Илья-Иза — М. В. Фишман, Н. Н. Кузькокова, А. Г. Кондиайн, О. А. Кондиайн и др.

Здесь в пределах горной полосы Урала Е. Д. Сошкина указывает большую антиклинальную структуру. М. В. Фишман и Н. Н. Кузькокова называют ее «Западным антиклиналом», а К. А. Львов «Тельпосским антиклиналом». В ядре его и находятся гранитные интрузии массива Илья-Иза. По окраине Илья-Иза наблюдаются отклонения от меридионального простирания кристаллических сланцев. Сланцы как будто обтекают это гранитное ядро.

М. В. Фишман описывает сложную тектонику западного крыла «Тельпосского антиклинала» в районе Илья-Иза. Помимо основного общего падения пластов в западном направлении, намечаются две взаимно перпендикулярные системы складок второго порядка. Одна из них, характеризующаяся изоклиальным типом складчатости, простирается параллельно оси Главного антиклинала. Складки второй системы имеют широтное простирание. Кроме того, намечается ряд крупных и мелких дизъюнктивных дислокаций. Выделяется большой

сброс с амплитудой до 300 м. Простираение сбрасывателя — ЮЗ 200° с падением ЮВ 70° . Параллельно этому сбросу прослеживаются зоны смятия в гранитах и кристаллических сланцах и ряд дизъюнктивных смещений. Кроме того, можно отметить два более или менее значительных широтных сброса. Параллельно основным направлениям сбросов проходят наиболее развитые системы тектонических трещин (рис. 89), к которым приурочены кварцевые и аплитовые жилы. Эта

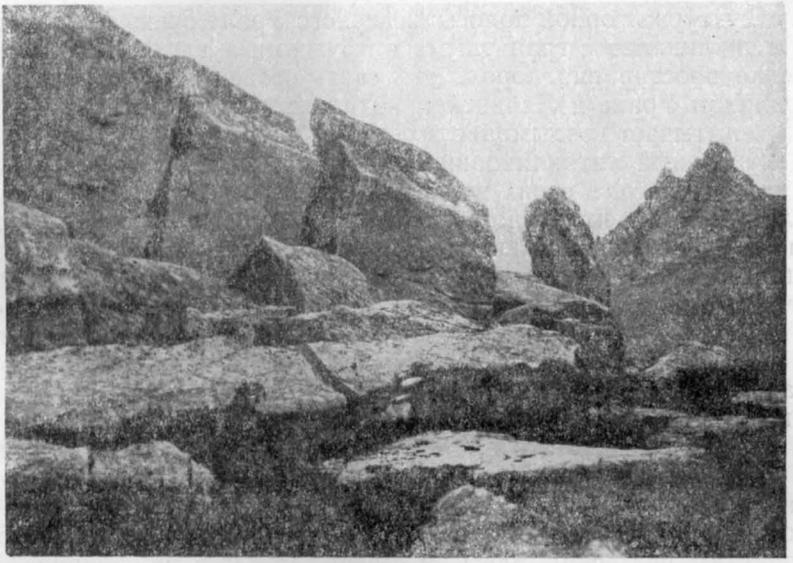


Рис. 89. Распадение кварцитов массива Тельнос-Из на параллелипipedальные отдельныености по системам взаимоперпендикулярных тектонических трещин. Фото Е. Д. Сошкиной

большая антиклинальная структура на севере испытывает воздымание. Здесь она орографически выражена массивом Тельнос-Из.

К востоку от Тельпосского антиклинала Е. Д. Сошкина указывает синклинали, в ядре которой выступают карбонатные отложения ордовика. К этой синклинали приурочено верхнее течение р. Щугора, и Е. Д. Сошкина называет ее «Щугорской депрессией». От устья р. Малой Волоковки р. Щугор резко изменяет меридиональное направление течения на широтное и юго-западное и пересекает северный участок Тельпосского антиклинала. Ось этого участка антиклинали к северу от широтного отрезка р. Щугора довольно быстро погружается. В области периклинального окончания Тельпосской структуры получают широкое развитие ордовикские и силурийские известняки, а западная граница центральной зоны Урала, сложенная метаморфическими сланцами, отступает к востоку.

Западный контакт кварцитов ордовика Тельпосской антиклинали с палеонтологически охарактеризованными ордовикскими отложениями увалистой полосы нормальный почти на всем его протяжении. Нормальный контакт ордовика и силура прослеживается и в восточном крыле Тельпосского антиклинала по западному краю Щугорской депрессии (Добролюбова и Сошкина, 1935; Львов, 1956а, 1958б, в).

Простираение метаморфических толщ горной полосы здесь в общем меридиональное; оно изменяется главным образом по окраинам гранитных массивов и в области погружения антиклинальных структур.

К северу от области погружения Тельпосской антиклинали в бассейне р. Малого Патока и в районе горы Паток-Из граница полосы метаморфических сланцев снова выдвигается к западу. Развитые здесь сланцы моноаклинально падают на СВ 60° под углом $30-50^\circ$. Но еще севернее, на водоразделе рек Малого и Большого Патока, расположен обширный гранитный массив, по окраине которого замечается отклонение от общего простирания складок и изменение простирания от северо-западного $300-290^\circ$ до северо-восточного $20-45^\circ$.

В структурах горной полосы Северного Урала очень ясно выступают связь антиклиналов с гранитными интрузиями и влияние последних на изменение простирания пород. Эта связь особенно ярко выражена на Приполярном Урале в Ляпинском антиклинории, где центральная зона хребта испытывает воздымание и резко расширяется.

Центральный антиклинорий Северного Урала, как это видно из выше изложенного, в своих основных чертах служит непосредственным продолжением Центрального антиклинория более южных районов Урала, на что обращают внимание К. А. Львов и Н. П. Херасков. На Северном Урале в его пределах отмечается появление нижнепалеозойских гранитов, что связано с общей тенденцией воздымания всей складчатой области Урала по направлению к северу. В силу слабой изученности тектоники и стратиграфии древних толщ, дать сейчас конкретный анализ структурных соотношений Центрального антиклинория Северного и Среднего Урала не представляется возможным.

Приполярный Урал уже в течение двух последних десятилетий выделяется как самостоятельная геоморфологическая и физико-географическая область¹. Ее характеризует резкое расширение центральной зоны хребта, морфологически представляющей горную полосу с альпийским рельефом. Здесь, к северу от 64° с. ш. ширина Урала достигает 150 км; средняя абсолютная высота водораздельной полосы 1300—1350 м, а отдельные вершины поднимаются выше 1700 м. В области Приполярного Урала происходит резкое изменение в простирании хребтов: из меридионального оно становится северо-восточным.

Наиболее правильно проводить границу между Северным и Приполярным Уралом по широте $64^\circ 30'$, где меняется простирание хребтов. Северную же границу Б. Н. Городков, С. Г. Боч и др. достаточно обоснованно проводят по водоразделу между верховьями рек Ляпина (Хулги) и Сыни на востоке и в области верховьев рек Лемвы и Кожима на западе ($65^\circ 20'$ с. ш.). К северу от этой границы существенно изменяется геологическое строение Уральского хребта.

В связи со значительным расширением горной полосы и изменением простирания тектоника Приполярного Урала крайне усложняется. Освещение тектоники этой части Уральского хребта дают главным образом работы К. А. Львова (1948, 1956а), В. В. Меннера, Н. А. Сирина (Сирина и др., 1938 г., 1948 г., 1949 г.), А. А. Чернова и Г. А. Чернова (1940а), частично А. Н. Алешкова (1929в, 1933, 1934в, 1935в, 1937а, б, в), В. А. Котовича, М. М. Ермолаева, М. Г. Ненахова, В. В. Маркина (1958), М. Е. Раабен (1959) и др.

Работы Н. А. Сирина, К. А. Львова и В. В. Меннера охватили центральную и восточную части «Ляпинского Урала», работы А. А. и Г. А. Черновых проводились в его западной части, в бассейнах рек Вангыра, Косью и Кожима.

По данным Н. А. Сирина, К. А. Львова и В. В. Меннера (Сирина и др., 1938 г., 1948 г., 1949 г.), в центральной части горной полосы

¹ См. раздел «Геоморфология».

вырисовывается очень крупная веерообразная антиклинальная структура, крылья которой осложнены менее значительными складками. Эту структуру К. А. Львов выделяет как Ляпинский антиклинорий. Н. П. Херасков сопоставляет его с Башкирским антиклинорием Южного Урала. Ляпинский антиклинорий прослеживается от области верховьев р. Манарага на севере до бассейна р. Нерим-ю (притока р. Ильча) на юге. Наблюдается погружение оси антиклинория к югу и северу и воздымание ее в средней части. Ось антиклинория проходит приблизительно по водоразделу. В этой осевой части преобладает вертикальное падение пластов, простирающихся на северо-восток $30-35^\circ$. По направлению к западу оно быстро сменяется сначала крутым (угол 80°), а затем более пологим (угол $40-50^\circ$) падением на восток-юго-восток $120-130^\circ$. При этом наблюдается смена древних толщ, выступающих в ядре, более молодыми свитами метаморфических сланцев, вплоть до тремадокских кварцитов. Таким образом, западное крыло антиклинория опрокинута к запад-северо-западу. В этом же направлении опрокинуты и более мелкие, осложняющие его складки.

В восточном крыле Ляпинского антиклинория наблюдается обратная картина: от водораздела до области развития среднего палеозоя Приуралья пласты довольно однообразно падают к северо-западу $300-320^\circ$ под углом от 85 до 40° , причем наиболее крутые падения наблюдаются ближе к осевой части антиклинала. Восточное крыло опрокинута, таким образом, к восток-юго-востоку. В этом же направлении опрокинута мелкие складки в толще зеленых сланцев, слагающих и здесь восточный склон горной полосы. Ляпинский антиклинорий представляет главную структуру Приполярного Урала. К нему приурочены мощные интрузии. В средней части района, в области воздымания оси антиклинория на водоразделе рек Парнук и Хобе-ю, выступает большой массив диоритов. На юге к осевой части Ляпинского антиклинория приурочена интрузия гранитов горы Нейрока в бассейне р. Большого Патока. Она вытянута в меридиональном направлении так же, как и расположенная несколько восточнее полоса гранитов, слагающих горы Городкова и Сале-Урне-Хум. К этой же зоне относится небольшой гранитный массив верховьев р. Вангыра.

В своей центральной части Ляпинский антиклинорий осложнен неглубокой синклиналью. В свою очередь восточное крыло Ляпинского антиклинория осложнено целым рядом складок второго порядка. В северной части Приполярного Урала, в бассейне р. Пелингичей, от восточного крыла погружающегося Ляпинского антиклинория отходит крупная антиклинальная складка «Пелингичей». Она простирается на северо-восток $25-40^\circ$ до широтного участка р. Кожима, где шарнир ее погружается к северо-северо-востоку. У противоположного конца складки «Пелингичей» наблюдается погружение ее шарнира к юго-юго-западу. Ширина складки в среднем 10 км, а в месте наибольшего ее воздымания 14 км. Она опрокинута к восток-юго-востоку. В этом же направлении опрокинута мелкие складки в ее крыльях. В центральной части антиклинала расположен крупный гранитный массив, простирающийся от верховьев Пелингичей до р. Хобе-ю, а севернее, в районе р. Пысян-шор, — небольшой массив диоритов.

К востоку от складки «Пелингичей» намечается узкая, опрокинута к восток-юго-востоку синклиналь, прослеживающаяся до верховьев р. Хаталамба, где происходит погружение складок. Эта синклиналь в свою очередь сменяется к востоку новой антиклиналью, которая может быть прослежена от р. Хаталамба на севере через г. Лапча до р. Маньи на юге. В центральной части этой Хаталамба-Лапчинской

структуры, по данным М. В. Фишмана и Б. А. Голдина (1959), выступают граниты, в экзоконтактных зонах которых широко развиты явления мигматизации. Новейшие исследования М. В. Фишмана и Б. А. Голдина на Приполярном Урале, связанные с изучением гранитоидов, позволили им установить тесную связь структур с интрузиями, неизменно располагающимися в антиклиналях. Впервые примененный для Приполярного Урала метод определения абсолютного возраста изверженных пород позволит проследить последовательность магматических фаз и связать их с тектоническими фазами.

Авторы отмечают, кроме того, значительное развитие дизъюнктивных дислокаций в древних толщах Урала, возникших во время проявления герцинской фазы тектогенеза.

Антиклинальное строение полосы гнейсо-гранитов выступает достаточно отчетливо, особенно в северной части, к югу от р. Хаталамба, где происходит погружение оси складки и где ее гранитное ядро периклинально окаймляется более молодыми свитами. Так же, как и в антиклинали Пелингичей, в средней части структуры происходит региональное воздымание. Ширина ее здесь достигает 28 км. К осевой части приурочена на севере интрузия гранитов р. Пон-ю. Далее к югу расположен ряд небольших интрузивных тел, которые Н. А. Сирин (1945а) рассматривает как апофизы еще не вскрытого эрозией гранитного массива. С ним могла быть связана мигматизация осадочных пород. К западу от антиклинали Пелингичей ясно выступает синклиналь Болбан-Ю, расположенная между этой антиклиналью и погружающейся северной частью Главного антиклинория.

Западное крыло Ляпинского антиклинория Приполярного Урала было изучено главным образом К. А. Львовым и Г. А. Черновым в бассейне рек Вангыра, Косью и Кожима. Впервые для Приполярного Урала здесь было установлено несогласие в залегании ордовикских кварцитов на доордовикских метаморфических сланцах. Этим был фактически доказан доордовикский позднебайкальский орогенез на Приполярном Урале.

На основании расчленения древних свит Г. А. Чернов сделал попытку выделить здесь доордовикские тектонические структуры и выявить несоответствие их с герцинскими. Предположительно позднебайкальские структуры (доордовикские) были им выделены в районе Лапто-Пай и к югу от него.

В верховьях р. Хароты также устанавливаются, хотя и менее четко выраженные, позднебайкальские структуры: Харотинская антиклиналь и к западу от нее Харотинская синклиналь.

В верховьях Большого Патока устанавливается большая Патокская синклиналь северо-западного простирания и далеко выдвинутая к западу антиклиналь горы Сабля¹, которую следует отнести к герцинским структурам, так как в образовании ее принимают участие ордовикские и силурийские отложения. Эта структура характеризуется опрокинутым западным крылом. В бассейне рек Косью и Кожима, в области погружения Центрально-Уральского (Ляпинского) антиклинория, в его западной части, могут быть выделены две антиклинали и четыре синклинали, которые также связаны с герцинским орогенезом и простираются на северо-северо-восток.

Особенно четко прослеживаются герцинские антиклинальные структуры, которые, погружаясь, уходят далеко на север в бассейны

¹ Следует упомянуть, что М. В. Фишман (1956) принимает ордовикский возраст вулканогенных толщ, слагающих центральную часть массива горы Сабля, что приводит его к выводу о синклинальной структуре этого массива.

рек Косью и Кожима и исследованы Г. А. Черновым почти на всем их протяжении. Все эти структуры отвечают здесь общему погружению Уральской складчатой области (рис. 90, и см. рис. 94).

Восточная Саледо-Патокская антиклиналь сложена кварцитами, конгломератами и сланцами тельпосской (или обеизской) свиты ордовика, из-под которой в области воздымания оси (по р. Хароте и ручью Красному) выступают условно кембрийские отложения. Здесь ясно видно несимметричное строение антиклинали: в ее западных крыльях пласты падают на СЗ 290° под углом 85° , а в восточном крыле наблюдается пологое падение на СВ 60° под углом 20° .

В бассейне р. Косью к этой антиклинали относятся ордовикские кварциты горы Колоколья, а в бассейне р. Кожима — хребта Саледы. К северу от р. Кожима структура хребта Саледы погружается, в связи с чем в его строении здесь принимает участие более молодая свита ордовика, отнесенная к аренигскому ярусу. В области погружения антиклинали Саледы эта структура осложняется синклиналиными прогибами. Западная Обеизско-Войвожская антиклиналь начинается на юге горами Шапкой и Конгломератовой, слагает западную часть хребта Курсамбой в бассейне р. Вангыра, горы Маяк в бассейне р. Косью и хребет Обе-Из в бассейне р. Кожима. Общее протяжение этой структуры до 100 км. Она, так же как и Саледо-Патокская, сложена мощной толщей кварцитов и конгломератов тельпосской свиты, а в ядре ее залегают кембрийские отложения. Они выступают в горе Конгломератовой — в области наибольшего воздымания оси складки. Здесь антиклиналь опрокинута к западу, так же как и в хребте Обе-Из. В районе же хребта Курсамбой углы падения обоих крыльев почти равны. К северу от р. Кожима эта структура погружается, так же как и предыдущая. В области погружения она осложняется синклиналиным прогибом. В связи с этим Обеизская структура разделяется на севере на две антиклинали с крутыми западными и пологими восточными крыльями.

Восточная Обеизская складка отделена от западной синклиналиным перегибом, в котором выступают хлоритовые сланцы саледской свиты. По данным В. В. Маркина (1958), кварциты и малиновые сланцы тельпосской свиты западного крыла Обеизской антиклинали соприкасаются с хлоритовыми сланцами по линии ненормального тектонического контакта (см. рис. 90).

Между Саледо-Патокским и Обеизско-Войвожским поднятиями располагается большая Ягиней-Дурнойюсая синклиналь. На юге антиклинальные поднятия сближены, в связи с чем разделяющая их синклиналь замыкается у горы Конгломератовой. К северу антиклинали расходятся, и синклиналь достигает наибольшей ширины. Ось этой структуры постепенно погружается от верховьев р. Ягиней до р. Кожима. Соответственно этому погружению по мере движения на север встречаются в синклинали все молодые отложения. На юге ее слагают терригенные свиты ордовика, между хребтами Обе-Из и Саледы в ее ядре зажаты более молодые карбонатные породы ордовика, а в бассейне р. Кожима выступает силур. К югу от области воздымания антиклиналей, у горы Конгломератовой, где замыкается Дурнойюсая синклиналь, намечается постепенное погружение складок к юго-западу, и между антиклиналями снова появляется синклиналиная структура, получившая название Войвожской. Она является как бы юго-западным продолжением Ягиней-Дурнойюсской и прослеживается на юго-запад от р. Вангыра. В центре ее выступают отложения саледской свиты, западное крыло обнажается по водоразделу р. Войвож и его правого притока, восточное — по ручью Водопадному.

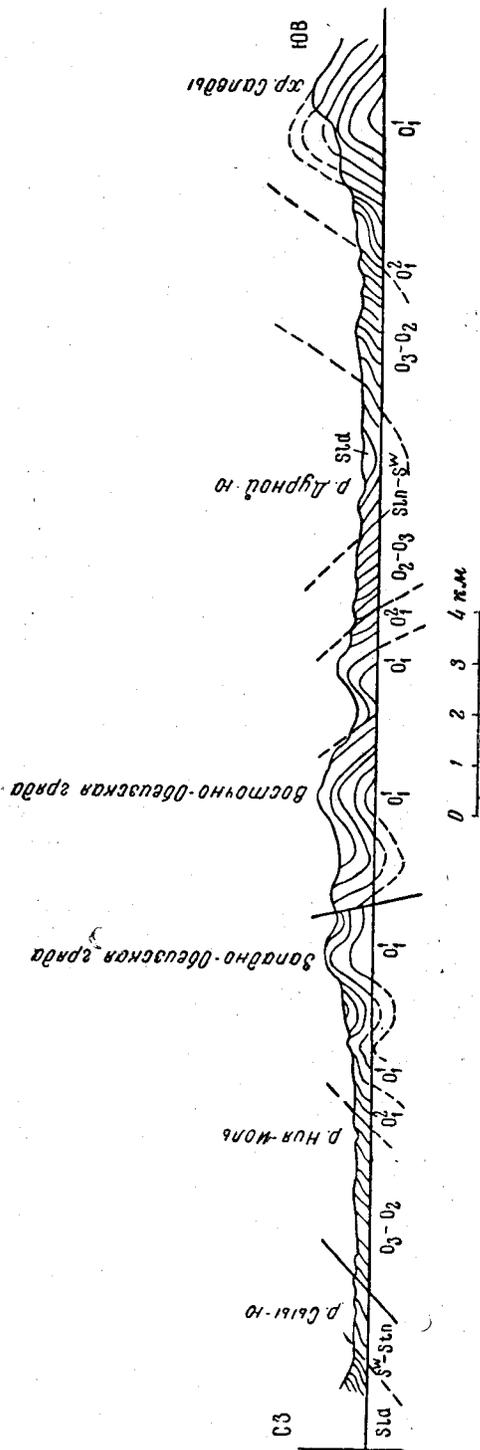


Рис. 90. Геологический профиль по р. Кожиму (по В. В. Маркину, 1958 г.)

К западу от гор Шапки, Конгломератовой, Курсамбоя и Маяка прослеживается Западно-Вангырская синклинали, а к востоку от Саледо-Патокского антиклинала намечается Восточно-Вангырская синклинали структура. На крыльях описанных крупных структур наблюдаются более мелкие складки второго порядка, прослеживающиеся иногда на протяжении нескольких километров при незначительной ширине (около 100 м). Очень ясно выражена дисгармоничная складчатость одновременно смятых толщ различной компетентности, как, например, тремадокские кварциты и конгломераты, с одной стороны, а с другой — тонкослоистые карбонатные и песчано-глинистые отложения и сланцы ордовика и силура. Все структуры герцинской складчатости выдерживают северо-северо-восточное простирание.

Помимо крупных складчатых структур, надо отметить интенсивную мелкую складчатость доордовикских сланцев, проявляющуюся независимо от их литологического характера (рис. 91). Обычно микроскладчатость особенно сильно развита в ядрах антиклиналей. Характерны опрокинутые микроскладки. Их оси наклонены в сторону общего наклона тех более крупных структур, которым они подчинены (рис. 92).

Из описания структур горной полосы можно было видеть, что основные черты ее тектоники определяются прежде всего складчатостью. В области развития метаморфических пород дизъюнктивные дислокации типа сбросов имеют, по-видимому, подчиненное значение, но надвиги, развившиеся из опрокинутых складок, встречаются часто. Мелкие надвиги с амплитудой 3—5 м или один-два десятка метров очень распространены в зонах мелкой складчатости. Крупная линия разрыва типа надвига, как уже указывалось выше, проходит по восточной окраине гор-

ной полосы на границе между кристаллическими сланцами и средним палеозоем (Сирин и др., 1938 г., 1948 г.). В западной части горной полосы Г. А. Чернов (1945) устанавливает два значительных сброса

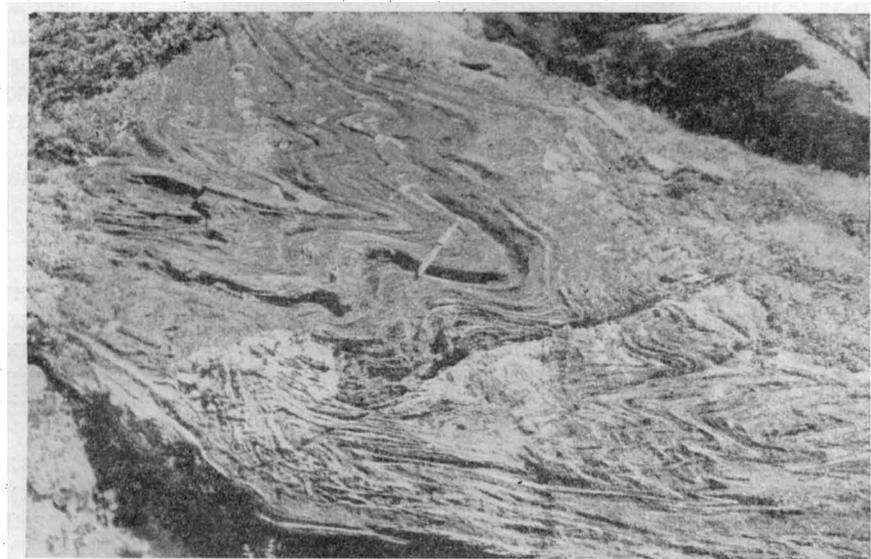


Рис. 91. Мелкая складчатость в слюдястых мраморах доордовика. Приполярный Урал, район истоков р. Кожима. Фото М. В. Фишмана

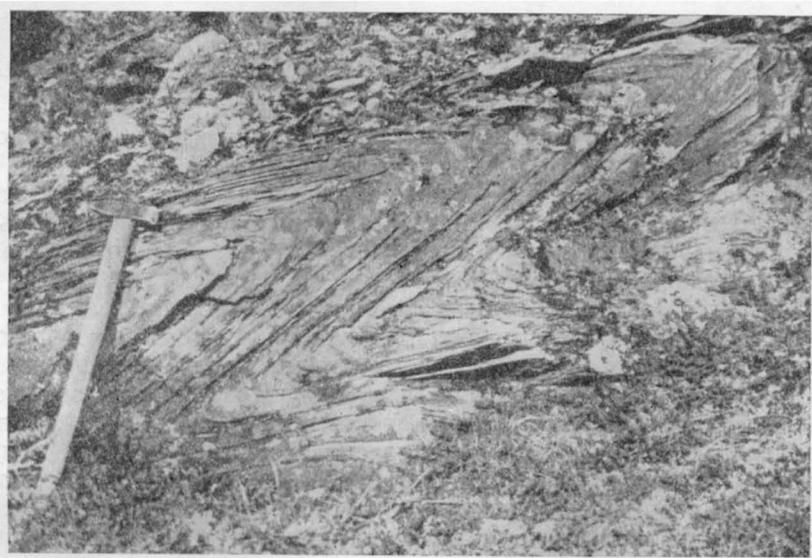


Рис. 92. Мелкая складчатость в кварцитах хобейнской свиты (доордовик). Приполярный Урал. Район истоков р. Кожима. Фото М. В. Фишмана

меридионального направления и несколько небольших широтных сбросов. Меридиональный сброс проходит по Восточно-Вангырской синклинали, от которой вследствие этого сохранилось только западное крыло. Простираение сбрасывателя на северо-восток 20° соответствует простираению герцинских складчатых структур. В поднятом восточном крыле

сброса выступают породы кембрия, к которым непосредственно примыкают кварциты и конгломераты обеизской свиты опущенного крыла. Наконец, установлено, что сброс косо срезает Войвожскую синклиналь и юго-западный конец Обеиз-Войвожской антиклинали. Он прослеживается в южной части Западно-Вангырской синклинали, где проходит западнее горы Шапка. Амплитуда сброса увеличивается к северу, где она достигает 500 м. Как эти крупные сбросы, так и более мелкие широтные секут и кембрийские, и ордовикские отложения. Они должны быть отнесены к дислокациям герцинской фазы.

Помимо разрывов, сопровождающихся относительным смещением пластов, в породах горной полосы развиты системы диаклаз, пересекающихся под определенным углом. Чаще всего встречаются диаклазы северо-западного и северо-восточного простирания, направленные вдоль осей складок, и перпендикулярные им трещины, направленные вкрест простирания. В некоторых районах наблюдаются четыре системы трещин, образованные двумя парными взаимно перпендикулярными линиями разрыва. Углы падения плоскостей диаклаз непостоянны, но чаще всего колеблются между 50 и 80°. В породах досилурийского возраста часто хорошо развит кливаж.

Заканчивая обзор тектоники горной полосы Приполярного Урала, следует отметить основные группы интрузивных магматических пород в этой области, их пространственное распределение и предполагаемые возрастные соотношения.

Н. А. Сири́н считает наиболее распространенными интрузиями Приполярного Урала гранитные массивы, расположенные в центральной части Ляпинского антиклинория. Они прослеживаются здесь в виде трех полос, вытянутых согласно простиранию вмещающих пород и приуроченных, как можно было видеть из предшествующего описания, к антиклинальным поднятиям.

Западная полоса гранитов начинается на юге массивом Неройка. Далее следуют массивы Вангыр и Малды (Кожина, 1955). Они приурочены к поднятиям западного крыла Ляпинского антиклинория, к которому относятся и Мало-Патокский гранитный массив (рис. 93). Центральная полоса гранитов связана с осевой зоной того же антиклинория. Возраст этих гранитов Н. А. Сири́н склонен определять как кембрийский. Он считает, что внедрение их происходило на границе нижнего и среднего кембрия.

Затем выделяются гранитные массивы восточной полосы. Они приурочены к поднятиям восточного крыла Ляпинского антиклинория, где широкое развитие получают мигматитовые гнейсы. Гранитные интрузии этой зоны отличаются от массивов центральной полосы незначительными размерами и разбросанностью. Они залегают, по-видимому, в форме линз, вытянутых согласно с общим простиранием как доордовикских, так частью и ордовикских пород. Эти интрузии Н. А. Сири́н относит к таконской фазе каледонского орогенеза. Эту зону гнейсовидных гранитов и гранитизированных сланцев, развитую на восточном крыле Ляпинского антиклинория, следует выделить как особую полосу кислых интрузий, отличных по возрасту от нижнепалеозойских гранитоидов, располагающихся в центральной части и на западном крыле Ляпинского антиклинория.

Кроме гранитных интрузий, в горной полосе Приполярного Урала широко развиты менее значительных размеров интрузии метаморфизованных габбро-диабазов, подобные тем, какие известны в Центральной зоне Северного Урала.

Н. А. Сири́н (1945а, Сири́н и др., 1948 г., 1949 г.) считает, что эти породы не могут быть объединены в одну возрастную группу и что

среди них имеются как ниже-, так средне- и верхнекембрийские габбро-диабазы. С этими интрузиями основной магмы, по-видимому, связаны большей частью метаморфизованные основные эффузивы, широко распространенные в разрезах всей толщи метаморфических доордовикских сланцев, значительная часть которых условно относится к кембрию. Все же необходимо указать, что на Северном Урале в бассейне рек Илыча и Уньи встречаются интрузии подобных же пород в палеонтологически охарактеризованном ордовике и силуре,

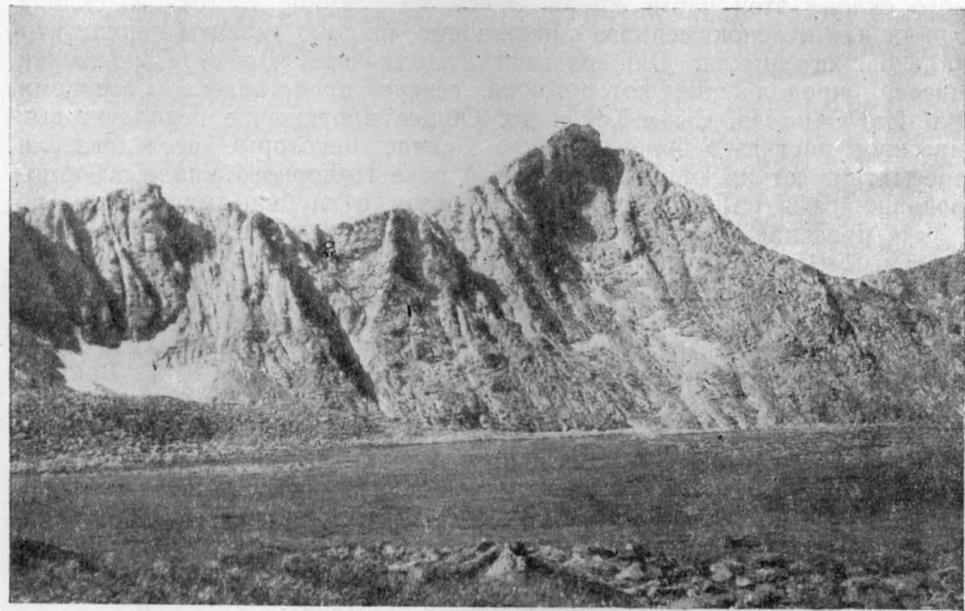


Рис. 93. Граниты Мало-Патокского массива в истоках р. Потым-ю (Приполярный Урал). Фото М. В. Фишмана

так что, очевидно, часть этих интрузий имеет среднепалеозойский возраст (Варсанюфьева, 1940). На это же явление также обращает внимание В. В. Меннер (Сирин и др., 1948 г., 1949 г.).

Структурное положение восточной полосы гнейсов и гранитизированных сланцев и их возраст в Ляпинском крае крайне неопределенные. В. В. Меннер, Н. А. Сирин относят их к докембрию. Другие, например К. А. Львов и Ю. Е. Молдаванцев, рассматривают эти же гнейсы и гранитизированные сланцы как измененные нижнепалеозойские породы. Эта полоса гнейсов и гранитизированных сланцев в Ляпинском крае граничит с зеленокаменной полосой по линии крутопадающего надвига (Волков, 1938; Сирин, 1945а). Зеленокаменную полосу, с которой связаны среднепалеозойские интрузии, С. Н. Волков здесь выделяет как Хулгинский синклиниорий, который во многом отличается от Нижне-Тагильского синклинория, ограниченного на севере р. Народа. И. И. Горский и Н. А. Сирин рассматривают зеленокаменную полосу Ляпинского края как северное продолжение Нижне-Тагильского синклинория. В итоге следует признать, что геотектоническое строение Ляпинского края еще во многом остается неясным и требует дальнейшего изучения.

Полярный Урал. Граница между Приполярным и Полярным Уралом, которую принято проводить на широте $65^{\circ} 20'$, отмечает суще-

ственное изменение в структуре Центральной зоны Урала. В бассейне р. Лемвы, к северу от широтного колена р. Кожима, антиклинали Приполярного Урала, сложенные из древних толщ, погружаются, и в области их периклинального окончания появляются более молодые свиты палеозоя до перми включительно (рис. 94). Севернее, в бассейне р. Лемвы, наблюдается воздымание складчатых структур, и эти отложения быстро сменяются ордовикскими и силурийскими осадками лемвинского комплекса. С этим связаны определенные особенности геологического строения и в частности геоморфология и тектоника западного склона этой части Урала. Здесь, на границе восточного склона Урала или зеленокаменного синклинория, широко развиты перидотиты каледонского цикла. Они слагают грандиозный Войкар-Сыньинский массив, продолжение которого на севере представлено массивами Рай-Из, Сана-Из, Сьум-Кеу и др. Общее протяжение перидотитовых массивов достигает более 350 км. Сейчас некоторые исследователи рассматривают их как перидотитовый пояс Полярного Урала, сформировавшийся в каледонское время в связи с глубинными разломами.

В пределах Полярного Урала могут быть выделены южный и северный районы.

Южный район, по данным Г. П. Софронова (1944 г., 1947), охватывает горную полосу Полярного Урала от верховьев р. Хулги на юге до р. Ханмея на севере. Западная часть этого района, сложенная метаморфическими сланцами, особенно детально изучалась К. Г. Войновским-Кригером (1945, 1953 г., 1956б), Г. П. Софроновым (1956), В. В. Меннером и М. Е. Раабен (Раабен, 1947, 1959), К. П. Евсеевым (Богрецова и др., 1958). Восточную часть — район, где выступают перидотитовые массивы и другие интрузии, изучали Н. А. Кулик (1925), А. Н. Алешков (1929б), А. Н. Заварицкий (1932, 1937), Г. Л. Падалка (1936), В. П. Белоусова, К. П. Прядкин, Г. П. Софронов, Н. А. Сирин, Н. П. Херасков, В. Ф. Морковкина и Ю. Е. Молдавцев (Сирин и др., 1955 г.; Богрецова и др., 1958).

В пределах южного района Полярного Урала его Центральный антиклинорий испытывает погружение, вследствие чего в области бассейнов рек Сыни, Войкара и Соби зона метаморфических сланцев резко сокращается. Здесь метаморфические сланцы выступают в виде узкой полосы, окаймляя с запада огромные массивы перидотитов. К юго-западу от перидотитового массива Рай-Из, в пределах Войкар-Собского и Сыньинского районов, прослеживается суженная Центральная зона Урала, где преобладающее развитие получают нижнепалеозойские метаморфические сланцы. Докембрийские породы имеют здесь крайне ограниченное распространение или вовсе не выступают. Это явление связано с наблюдающимся здесь общим погружением Уральской складчатой области. Стратиграфия древних толщ этого участка Урала изучена крайне слабо, вследствие чего и структура центральной зоны Урала в Войкар-Собском и Сыньинском районах еще далеко не ясна. Н. П. Херасков указывает здесь три полосы метаморфических сланцев. Западная полоса окаймляет зону гипербазитов с запада и протягивается вдоль нее почти непрерывно, хотя и имеет очень незначительную ширину. К востоку от гипербазитов располагается средняя полоса. От третьей восточной полосы она отделена массивами гранитоидов. Среди метаморфических сланцев, выступающих в пределах всех этих полос, преобладают зеленые сланцы, амфиболиты и габбро-амфиболиты.

В метаморфических сланцах Центральной зоны ясно выражены опрокинутая складчатость и моноклинальное падение к юго-востоку. По данным К. Г. Войновского-Кригера, нередко наблюдаются и над-

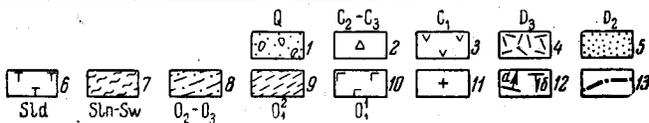
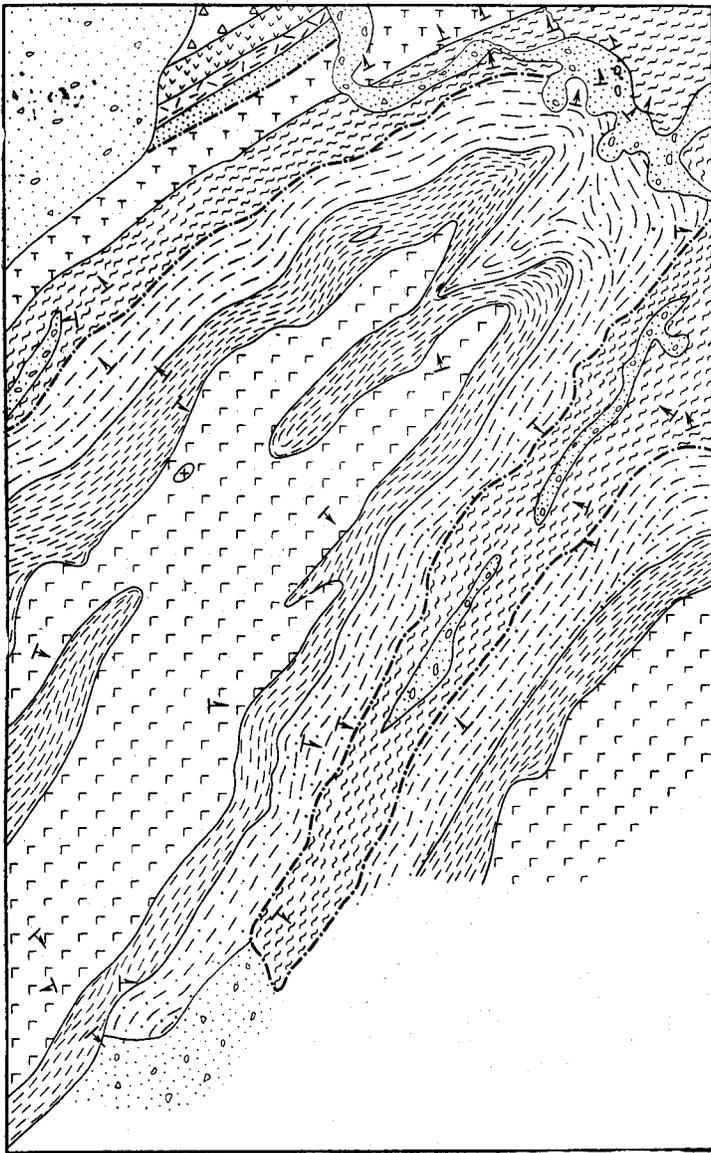


Рис. 94. Геологическая схема бассейна р. Кожима

1 — пески с галькой и валунами; 2 — средний и верхний карбон — известняки и брекчиевидные известняки; 3 — нижний карбон — глинистые сланцы и известняки; 4 — верхний девон — известняки и сланцы; 5 — средний девон — кварцевые песчаники и известняки; 6 — лудловский ярус — известняки и доломиты; 7 — венлокский и лландоверский ярусы — доломиты и известняки; 8 — верхний и средний нерасчлененный ордовик — известняки и доломиты; 9 — нижний ордовик — верхняя свита — сланцы кварц-хлорит-серпичитов; 10 — нижний ордовик — нижняя свита — кварцитовидные песчаники; 11 — диабазы; 12 — простирание и падение слоев: а — угол > 45°; б — угол < 45°; 13 — линии стратиграфического несогласия и трансгрессивного залегания

виги. Наибольшей ширины зона метаморфических сланцев достигает в области Харамотолоуской депрессии, между массивами Рай-Из и Пай-Ер. К юго-западу от депрессии сланцы слагают очень узкую полосу, протягивающуюся вдоль всего Войкар-Сыньинского массива. Ширина ее не превышает 0,5—2 км. На западе она контактирует с различными толщами палеозоя, по-видимому, по линии надвига. Метаморфические сланцы представлены различными гнейсами, слюдянными, роговообманковыми, актинолитовыми хлоритовыми сланцами, амфиболитами, эпидозитами. Значительная часть их представляет метаморфизованные вулканогенные породы: порфириды и их туфы и др. Вся эта серия, по К. А. Львову и Ю. Е. Молдаванцеву, соответствует маньинской и хобейнской свитам кембрия более южных районов Урала. Метаморфические сланцы простираются параллельно контакту с габбро-перидотитовыми массивами и круто падают под эти массивы.

В области развития метаморфических пород у западного контакта габбро-перидотитового массива появляется полоса древних интрузий основной магмы. Максимальная ширина этой полосы около 7 км. В районе р. Погурея она суживается до 1 км. Эти древние габбро прослеживаются главным образом к югу от р. Хойлы. К северу от Хойлы наблюдается тектонический контакт перидотитов Войкар-Сыньинского массива непосредственно со сланцами метаморфической серии.

Древние габбро подверглись глубокому метаморфизму. Они представлены роговообманковыми габбро, габбро-амфиболитами, а иногда гранат-кварцевыми разностями. К тому же древнему циклу интрузий относятся небольшие массивы глубокоизмененных серпентинизированных ультраосновных пород — дунитов и перидотитов, выступающих в пределах Центральной горной полосы. Кроме того, встречаются сильно измененные диориты. Г. П. Софронов (1944а, 1947, 1948) считает все эти древние интрузивы, от дунитов до кварцевых диоритов, единой серией комагматических пород, образовавшейся в результате дифференциации базальтовой магмы. Кроме основных пород, среди метаморфических сланцев встречаются также и микроклин-пертитовые гранито-гнейсы. По возрасту Г. П. Софронов связывает эти породы с салаирской (раннебайкальской) орогенической фазой.

Войкар-Сыньинский перидотитовый массив (включая Пай-Ер) представляет громадное дунито-перидотитовое тело, протягивающееся на 180 км от р. Грубе-ю (вершина Ляпина, или Хулги) на юге до р. Хара-Матолоу на севере (Морковкина, 1955, 1958а). По возрасту, согласно новейшим данным стратиграфии и геофизики (Комаров, 1956), перидотиты и дуниты этого массива относятся к силуру.

Харамотолоуская депрессия отделяет Войкар-Сыньинский массив от перидотитового массива Рай-Из, детально изученного А. Н. Заварицким (1932) и Ю. Е. Молдаванцевым (Сирин и др., 1955 г.). Массив Рай-Из залегает среди метаморфических сланцев. Только на юго-востоке наблюдается контакт перидотитов с диоритами и габбро Восточной полосы. А. Н. Заварицкий рассматривает массив Рай-Из как сильно вздутый гарполит. По данным геофизических исследований (Комаров, 1956), по возрасту этот массив также относится к силуру.

К востоку от перидотитовых массивов Полярного Урала тянется полоса интрузий плагиогранитов, гранодиоритов и диоритов шириной до 10—15 км. Она прослеживается на протяжении более 120 км от р. Ханмея на севере до верховьев р. Хулги на юге. Эти интрузии получают развитие на западной окраине синклинального прогиба подвижного пояса Уральской геосинклинали и могут рассматриваться как синхроничные каледонским интрузиям платиноносной габбро-перидотитовой формации Урала.

В структурном отношении Центральную зону Урала Войкар-Собского и Сынинского районов нельзя рассматривать как непосредственное продолжение Центральной зоны Урала Ляпинского края. Вопрос о структуре и о продолжении Лемвинской зоны на юг недостаточно ясен. Южное окончание Кожимской синклинальной структуры (которая может рассматриваться как южное продолжение Лемвинской зоны) не прослежено. Н. П. Херасков предполагает, что Кожимская синклиналь, возможно, открывается в Зеленокаменный синклинорий восточного склона Урала в районе южнее р. Народы.

По простиранию погружающегося Ляпинского антиклинория и сопряженных с его западным крылом складчатых структур севернее появляется Лемвинская геотектоническая зона. Ее можно рассматривать как аналог Зилаирского синклинория Южного Урала. По данным К. Г. Войновского-Кригера и Н. П. Хераскова, палеозой Лемвинской зоны отличается преобладанием сланцевых фаций и значительно меньшим распространением песчаников, нежели это наблюдается в пределах Зилаирского синклинория. Лемвинская зона имеет весьма сложную тектонику, которая характеризуется развитием опрокинутой складчатости и широким распространением надвигов и частью сбросов (Войновский-Кригер, 1953 г.).

В полосе метаморфических сланцев, примыкающих с запада к гипербазитам, наблюдаются несколько иные структуры. Здесь развиты крупные, большей частью изоклинальные складки, опрокинутые на запад. Простирание складок в этой полосе обычно не вполне согласное с общим северо-восточным простиранием хребта. Складки отклоняются к западу, приобретая почти меридиональное простирание. Лемвинская зона контактирует с полосой метаморфических сланцев Центральной зоны по линии, вдоль которой располагается система надвигов. С. Г. Бочем было установлено, что эта серия надвигов, обрамляющих с запада Лемвинскую зону, выражена в современном рельефе в виде уступов, достигающих нескольких десятков метров относительной высоты (обычно более 100 м).

В западном крыле погружающегося Ляпинского антиклинория имеется несколько крупных антиклинальных складок, у которых отмечается тенденция к виргациям. По мере продвижения на запад они слагаются все более молодыми породами. В. В. Меннер отмечает, что в этом пучке расходящихся виргаций доордовикские толщи образуют в Центральной зоне хребта крупные сундучные складки с запрокидыванием к западу и надвигами. К их сводам приурочены граниты. Толщи, залегающие выше углового несогласия в основании ордовика, образуют более спокойные формы складок со слабым наклоном осевой плоскости к западу. Исключение в этом отношении представляют складки Западного Приуралья, например сжатые и нарушенные разломами складки гряды Чернышева. Однако в простирании складок доордовика и вышележащих слоев заметных отклонений, как отмечает В. В. Меннер, не наблюдается.

Северный район располагается к северу от р. Ханмея. Детальное изучение геологии этого района северной части Полярного Урала началось лишь в сороковых годах текущего столетия. До 1945 г. основной материал по геологии этой части Урала давали работы Г. Н. Софронова и К. Г. Войновского-Кригера (1944) и А. В. Хабакова (1945). После 1945 г. познание структуры северной части Полярного Урала значительно продвинули вперед работы Б. Я. Осадчева и А. М. Ивановой (1948 г., 1949 г., 1950 г., 1958), которые освещают строение бассейна рек Нярмы, Лягдея и Большой Хууты, а также Константинова Камня в области Урало-Пайхойского стыка. Крупным вкладом в дело изуче-

ния геологии Полярного Урала являются исследования Г. А. Чернова (1949), Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец (1953 г.), Н. А. Сирина, И. А. Преображенского, Н. П. Хераскова, М. Е. Раабен, Ю. Е. Молдавцева, Н. Г. Удовкиной, Т. К. Кожинной и Г. В. Шмаковой (Сирин и др., 1955 г.).

Северный участок Центрально-Уральского антиклинория от верховьев р. Ханмея на юге до р. Падераты на севере по предложению Н. П. Хераскова выделяется как Харбейский антиклинорий. Детали его геологического строения пока еще слабо изучены. Для Харбейского антиклинория характерно развитие складок, опрокинутых к западу и северо-западу, а в случаях их широтного простирания — к югу или юго-востоку. Кроме складчатых дислокаций, встречаются и нарушения типа надвигов и сбросов. Надвиги имеют обычно субмеридиональное направление, почти совпадающее с простиранием складок. Сбросы, как правило, имеют широтное или северо-западное простирание, т. е. почти поперечны к направлению складчатых структур. В целом Харбейский антиклинорий, так же как и зона Урал-Тау более южных районов Урала, представляет сложно построенный антиклинорий или мегантиклинорий, который простирается здесь к северо-востоку. Для Полярного Урала Харбейский антиклинорий — одна из основных структур.

Максимальная ширина Харбейского антиклинория в его южной части достигает более 50 км. На этой широте, отвечающей южной окраине Харбейского антиклинория ($67^{\circ}10'$), Уральская складчатая область испытывает общее воздымание, с чем связано появление широтного Лонгот-Юганского поднятия в Зауралье и антиклинальных структур Манита-Нырды и Енганэ-Пэ — в Приуралье.

Ядро Харбейского антиклинория сложено метаморфическими сланцами доордовикского возраста. Они представлены разнообразными амфиболитами, гнейсами и другими кристаллическими сланцами, прорванными многочисленными как кислыми, так и основными интрузиями нижнепалеозойского и более древнего возраста. Среди них характерны доордовикские микроклин-пертитовые граниты.

Западное крыло Харбейского антиклинория опрокинуто к западу и осложнено изоклинальными складками второго порядка. На восточном крыле Харбейского антиклинория выступают крупные массивы ультраосновных пород. По Н. П. Хераскову (Сирин и др., 1955), здесь, возможно, проходит глубинный разлом, наличие которого обусловило резкое сокращение восточного крыла антиклинория и выпадение здесь из разрезов обычных для Урала нижнепалеозойских свит. Кроме того, Н. П. Херасков отмечает, что расположение некоторых интрузий и зон смятия с широтным простиранием позволяет предполагать здесь наличие крупного глубинного дизъюнктивного нарушения. Выделенное Н. П. Херасковым Ходатинское поднятие представляет собой приподнятое восточное крыло Харбейского антиклинория. Оно приподнято по разлому, к которому приурочены массивы ультраосновных интрузий перидотитового пояса Полярного Урала. Это поднятие, располагающееся к востоку от перидотитового пояса, доступно для исследования лишь в своей западной части, так как восточная и, по-видимому, вообще большая часть его скрыта под покровом четвертичных отложений.

В своей обнаженной части Ходатинское поднятие сложено породами доордовикского возраста (двуслюдыстые гнейсы, амфиболиты и др.), которые смяты в изоклинальные складки с непостоянным простиранием от почти меридионального на юге до широтного на севере. На юге складки опрокинуты на восток, а на севере — на юг. Ходатинское поднятие испытывает общее погружение в юго-восточном направлении, причем на своей западной окраине и на севере оно разбито системой раз-

ломов на блоки. К этим разломам, имеющим часто широтное простирание, приурочены интрузии ультраосновных пород, которые, по-видимому, следует относить к каледонскому поясу Полярного Урала (Хлебников и др., 1959).

На юге Ходатинское поднятие отделено от Лонгот-Юганского широтного поднятия синклинальной зоной, в которой можно предполагать распространение нижнепалеозойских метаморфических сланцев. Эта синклинальная зона в своей обнаженной части сложена нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами, смятыми в изоклинальные складки, опрокинутые на запад. На востоке эта синклинальная зона срезана разломами, к которым приурочены массивы гипербазитов.

По данным Г. Д. Белякова, Ю. С. Бушканец, Б. Я. Осадчева, Г. В. Шмаковой, А. Г. Комарова и С. Н. Волкова (Хлебников и др., 1959), Харбейский антиклинорий простирается в северо-восточном направлении лишь до р. Падераты. Севернее развиты нижнепалеозойские метаморфические сланцы, которые, смяты в складки с преобладающим северо-западным простиранием. Нижний палеозой представлен здесь главным образом в фациях, свойственных западному склону и Центральной зоне Урала. Для низов ордовика здесь характерно развитие кварцитовидных песчаников, гравелитов и конгломератов, выделенных Б. Я. Осадчевым в минисейскую свиту. По своему стратиграфическому положению они идентичны обеизской (Чернов, 1947; Раабен, 1956, 1959) и тельпосской (Львов, 1956б) свитам Полярного и Приполярного Урала.

Геофизические (главным образом аэромагнитные) данные А. Г. Комарова 1956 г. указывают на то, что Харбейский антиклинорий в районе среднего течения р. Падераты тектонически контактирует с нижним палеозоем, выступающим к северу от среднего и нижнего течения р. Падераты. Этому контакту, судя по аэромагнитной карте А. Г. Комарова, по-видимому, грубо следует направление долины реки. К сожалению, о характере этого контакта можно судить только по геофизическим данным. В пределах района предполагаемого крупного тектонического нарушения здесь простирается обширная низменная заболоченная тундра, лишенная обнажений палеозойских пород.

Северная часть Полярного Урала характеризуется развитием на ее западной окраине мощной толщи тремадокских кварцитов и конгломератов, в связи с чем здесь вновь появляются высокие горные хребты, сложенные кварцитами ордовика. Этими породами сложены также далеко выдвинутые к западу хребты Енганэ-Пэ и Манита-Ныр, Уна-Юра, Гнеть-Ю, Оче-Пе и др. и самая северная вершина Урала — Константинов Камень. Характерно также широкое развитие различных разновидностей амфиболитов и гнейсов кембрийского и, возможно, более древнего возраста.

Полоса основных и ультраосновных интрузий тянется от р. Ханмея до р. Падераты. На севере располагается громадный перидотитовый массив Сьум-Кеу, достигающий 7—10 км ширины. Небольшие изолированные выходы перидотитов встречаются также в верховьях р. Харбея и на водоразделе между реками Лонгот-Юганом и Ходытаях. Породы массива Сьум-Кеу сходны с породами Рай-Иза и Войкар-Сыньинского массива.

Как и в Войкар-Собском южном районе Полярного Урала, здесь восточнее перидотитов получают распространение диориты и габбро. Наиболее крупные выходы этих пород известны к востоку от Сьум-Кеу. Габбро и диориты моложе перидотитов. Гипербазиты и выступающие к востоку от них интрузии габбро и диоритов отграничивают Харбейский антиклинорий от зоны Щучьинского синклинория (Дедеев, 1959).

Хлебников и др., 1959), где преимущественное развитие получают среднепалеозойские вулканогенные осадочные породы.

Для зоны слюдяных гнейсов и кристаллических сланцев Харбейского антиклинория, расположенной к западу от полосы ультраосновных пород, по данным Ю. Е. Молдаванцева, Ю. Б. Евдокимова, Н. И. Поповича и А. В. Хабакова, характерно развитие антиклинальных структур, опрокинутых к западу. На крыльях их развиты узкие, по большей части изоклинальные мелкие складки, часто разорванные и тоже опрокинутые к западу, так что пласты в крыльях этих складок второго порядка падают на восток.

В осевых частях антиклинальных структур часто встречаются гранито-гнейсы. Они образуют пластовые залежи шириной от десятков и сотен метров до нескольких километров и длиной до 25—30 км. По указанию А. В. Хабакова, гранито-гнейсы дислоцированы, подобно вмещающим породам, и местами, по-видимому, участвовали в образовании крупных сжатых складок. На интрузивный характер гранито-гнейсов указывает развитие в экзоконтактовой зоне скарнов, роговиков, системы кварцевых жил и ксенолитов вмещающих пород. Светло-серые, зеленовато- и розовато-серые гнейсовидные граниты обычно среднезернистые, с хорошо заметными зёрнами калиевого полевого шпата, альбита, кварца и светло-зеленой или серой слюды. Они, очевидно, соответствуют доордовикским микроклин-пертитовым гранитам более южных районов. Кроме того, А. В. Хабаков указывает на наличие двух других групп гранито-гнейсов, нормальных и щелочных, которые по возрасту относятся, возможно, к досилурийским интрузиям.

Особый интерес представляет горный массив Енганэ-Пэ, далеко выступающий к западу на широте г. Воркуты и детально изученный Г. П. Софроновым и К. Г. Войновским-Кригером (рис. 95). Центральная часть массива Енганэ-Пэ сложена кембрийскими породами метаморфической серии, главным образом зелеными сланцами, порфиритами, диабазами, туфами, кварцитоподобными песчаниками и др. На их размытой поверхности несогласно залегают тельпосские кварцитовидные песчаники розового, вишнево-красного, желто-серого и зеленовато-серого цвета. В основании их имеется пачка базальных крупногалечных конгломератов. В толще песчаников на восточном склоне Енганэ-Пэ обнаружена фауна ордовикского облика. Доордовикские метаморфические сланцы прорваны небольшими интрузивными телами кварцевых диоритов, диоритов и габбро. Это, вероятно, апикальные части более крупных тел, залегающих на глубине. Кроме того, упомянутые толщи прорезаны серией жил порфирита, диабаза, фельзита и диорита. Как правило, в толще ордовикских кварцитов эти жилы и интрузивные тела не проникают. Доордовикские и ордовикские толщи собраны в серию узких складок меридионального простирания. Кварцитовая толща ордовикского возраста образует крупную пологую антиклиналь северо-восточного простирания, погружающуюся на юго-западе. Вышележащие известняки и доломиты ордовика, со всех сторон как бы обтекающие Енганэ-Пэйскую антиклиналь, падают согласно с подстилающими их кварцитами.

Вышеуказанное стратиграфическое и тектоническое несогласие, перерыв в отложении осадков, отмеченный толщей базальных конгломератов в основании ордовика и срезом его интрузий и жил, не переходящих в ордовик, убедительно доказывают проявление доордовикских тектонических движений на Полярном Урале. По данным Войновского-Кригера и других здесь, как и в области Приполярного Урала, простирание древних, предположительно позднебайкальских структур меридиональное, отличное от северо-восточного простирания позднейшей

складчатости. По данным названных исследователей, реликты этих древних структур можно наблюдать в пределах горного массива Енганэ-Пэ и Харамотолоуской депрессии.

К востоку от массива Енганэ-Пэ проходит узкая Нияюская депрессия, отделяющая его от массива Манита-Нырды, тоже сложенного ордовикскими и, возможно, доордовикскими толщами, но окруженного уже верхним силуром в лемвинских фациях. Эти массивы в геотектони-

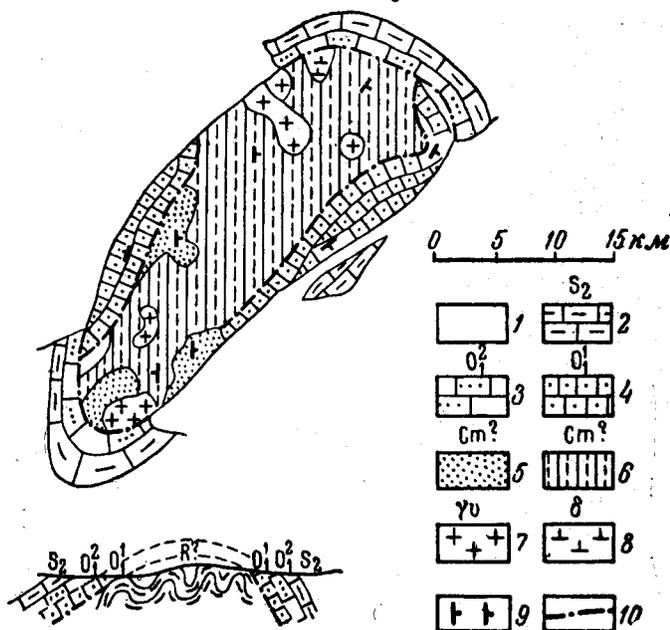


Рис. 95. Схематическая геологическая карта массива Енганэ-Пэ (по Г. П. Софронову)

1 — четвертичные отложения; 2 — верхний силур; 3 — известняки; 4 — кварцитовидные песчаники; 5 — песчаники и сланцы енганэ-пэйской свиты; 6 — сланцы зеленые метаморфические; 7 — диориты кварцевые; 8 — дуниты; 9 — элементы залегания; 10 — угловое несогласие

ческом отношении представляют как бы переход от Центральной зоны к Передовому прогибу.

Большой интерес представляют исследования, проведенные в более северных частях Полярного Урала, в районе Константинова Камня и Урало-Пайхойского сочленения, где может быть выяснен характер тектонических взаимоотношений между Уралом и Пай-Хоем. Структура этого района описана в работах А. В. Хабакова (1945, 1946), О. Л. Эйнора (1946б), Г. А. Чернова (1948), Б. Я. Осадчева (1949 г., 1950 г., 1951а, б), Н. П. Хераскова (Сирин и др., 1955 г.) и В. А. Устрицкого (1956а, б).

А. В. Хабаков (1945) установил к северу от Константинова Камня наличие большого разрыва, названного им Осовеи́ским надви́гом. Надвиг прослежен им от Карского моря до оз. Большой Осовеи. По линии надвига здесь с ордовиком Урала контактируют с запада каменноугольные и нижнепермские породы. Антиклинали́ную структуру Константинова Камня А. В. Хабаков рассматривает как частное ответвление Урала, направляющееся навстречу антиклинории Пай-Хоя.

По О. Л. Эйно́ру, в районе верхнего течения р. Кары и р. Нямы прослеживается Карский надвиг, являющийся продолжением Осовеи́-

ского. Наличие надвига доказывается им на основании резкой смены метаморфических сланцев и тремадокских кварцитов Уральского хребта визейскими известняками в районе Константинова Камня, сменой силурийских отложений харотской свиты в типичных уральских фациях среднедевонскими известняками пай-хойского типа в районе Парус-Щелье-Шор и стыком харотской свиты с пермскими породами на р. Каре, в области резкого поворота реки на север. Кроме того, вдоль линии надвига происходит смена простираний: западно-северо-западных, или пай-хойских, к западу от этой границы и типично уральских северо-восточных к востоку от нее. А. В. Хабаков, О. Л. Эйно́р и С. Н. Волков отметили погружение Пай-Хойского антиклинория к юго-востоку. Наибольшее погружение наблюдается в области пересечения его р. Силовой (Волков, 1938, 1944). После этого ось антиклинория снова испытывает воздымание и на поверхность опять выступают девонские толщи, периклинально замкнувшиеся к северо-западу от р. Силовой (Эйно́р, 1946; Осадчев, 1951б). Пай-хойское простирание господствует вплоть до р. Кары и среднего течения р. Нярмы, где проходит Карский надвиг, отделяющий Урал от Пай-Хоя.

Г. А. Чернов, проводивший в 1948 г. исследования в области Урало-Тиманского сочленения, изучил зону Карского надвига. Он отрицает наличие этой дислокационной линии там, где ее проводил О. Л. Эйно́р. По данным Г. А. Чернова, Карский надвиг проходит восточнее, по границе горной полосы, причем метаморфические сланцы надвинуты на ордовик. Эти соотношения он наблюдал в районе хребтов Гнеть-Ю, Оче-Нырды и р. Лядгея.

Большим вкладом в познание тектоники области Урало-Пай-Хойского сочленения явились исследования Б. Я. Осадчего (1951 г.) и затем Г. Д. Белякова и Ю. Ш. Бушканец (1952 г.). Эти работы во многом уточнили представления о взаимоотношении Полярного Урала и Пай-Хоя.

Тектоника района бассейна рек Нярмы, Лядгея и Большой Хууты наиболее детально описана Б. Я. Осадчевым. Здесь, в центральной части Харбейского антиклинория, выступает нижний палеозой, а в западном направлении появляются все более и более молодые породы. Центральная часть антиклинория совпадает с горной полосой Урала. В этом районе, в пределах Уральского антиклинория, Б. Я. Осадчев выделяет три крупные структуры второго порядка: на западе, в бассейне р. Нярмы, — Нярминскую сложную антиклиналь, на востоке, в области истоков рек Талата, Парова и др., — сложную Талатинскую антиклиналь, а между ними сложную синклиналиную область, переходящую далее к северу в Хара-Пэ-Мусюрскую синклиналиную зону.

Нярминская антиклиналь — одна из главных структур северной части Полярного Урала. В сложении ее принимают участие как кембрийские, так и ордовикские отложения, причем на отложениях кембрия ордовик лежит с угловым несогласием. В западном крыле Нярминской антиклинорали намечаются крупные структуры третьего и четвертого порядка (по отношению к Центрально-Уральскому антиклинорию), которые запрокинуты на восток и юго-восток. На западе Нярминская антиклиналь подходит к средне- и верхнепалеозойским толщам западного склона и отделена от них Карским надвигом. На широте 68° 05' Нярминская антиклиналь имеет северо-северо-восточное простирание. Далее она испытывает резкий поворот на северо-запад.

В сложении Талатинской антиклинорали также принимают участие кембрийские и ордовикские породы. На кембрий с угловым несогласием ложатся ордовикские кварцито-песчаники. В основании их часто встречается горизонт конгломератов. Простирание пород ордовика

в общем совпадает с простираем подстилающих их кембрийских отложений. В осевой зоне антиклинали крупные интрузивы габбро-диабазов, диабазов, габбро- и гранит-порфиров прорывают кембрийские породы. Б. Я. Осадчев относит их к салаирскому (позднебайкальскому) интрузивному циклу.

Талатинская антиклиналь может быть прослежена как к югу, так и к северу на значительное расстояние. На юге простираем северо-северо-восточное. На широте $68^{\circ} 10'$ оно переходит в меридиональное, а затем в северо-западное. Вместе с тем происходит погружение всей антиклинальной структуры к северо-западу. Ее периклинальное окончание приурочивается к Байдарскому побережью. Талатинская структура опрокинута на восток и северо-восток.

Синклинальная область, приуроченная к центру Уральского антиклинория и расположенная между двумя описанными выше антиклиналями, прослеживается в области рек Саурея, Маня-Арка-шор, верховьев р. Большой Хууты и истоков Ай-Емын-Кеу-шор. Эта синклинальная зона отмечена выходами ордовикских песчаников среди пород кембрия и сильно осложнена складчатостью третьего и четвертого порядка. Как основные структуры, так и эти складки запрокинуты на восток и северо-восток. Так же как и в Нярминской и Талатинской антиклиналях, наблюдается общее изменение простираем (Осадчев, 1951 г.).

Из приведенного описания может быть сделан ряд общих выводов относительно некоторых особенностей структуры северной окраины западного склона и Центральной зоны Полярного Урала.

1. На севере все структуры Харбейского антиклинория на его западном крыле плавно изменяют свое простираем: северо-восточное в южной части на северо-западное в северной части.

2. Преобладающее падение пластов, наблюдаемое здесь, западное и юго-западное, а складки опрокинуты на восток и северо-восток к внешней стороне дуги.

3. Для всех структур намечается сопряженность и формирование в два этапа (в раннебайкальскую и послеордовикскую фазу тектогенеза).

4. Все структуры погружаются в северо-западном направлении.

Б. Я. Осадчев отмечает также широкое развитие вторичной складчатости и кливажа и относительную бедность интрузивных процессов в ордовикское и послеордовикское время.

5. Пай-Хойское направление отчетливо проявляется на самой северо-западной окраине Полярного Урала.

6. К северу от $68^{\circ} 20'$ с. ш., в 60 км к югу от Карского моря, Урал резко понижается, и горный рельеф сменяется ландшафтом плоско-холмистой области полярных тундр. Последние хребты западных предгорий Урала — Няргала-Хой и Сянгур-Хой, оканчивающиеся на севере Константиновым Камнем, имеют ясно выраженное северо-западное простираем и едва поднимаются на 500—600 м над уровнем Карского моря.

7. Общий поворот всех структур горной полосы западного склона Полярного Урала на северо-запад явно доказывает связь этой части Уральской геосинклинальной области с Пай-Хоем. Пай-Хойский антиклинорий можно считать непосредственным продолжением Нярминского антиклинория, как это предполагал Б. Я. Осадчев.

8. В области перехода в Пай-Хойскую складчатую зону западно-уральские структуры, по данным Б. Я. Осадчева, А. В. Хабакова и О. Л. Эйнора, срезаются крупнейшим разрывом — Карским надвигом, наличие которого подтверждается наблюдениями Б. Я. Осадчева и С. Г. Боч, проследивших его на большом протяжении.

На севере, как уже было указано А. В. Хабаковым, надвиг приводит ордовикские и силурийские отложения в соприкосновение с нижнепермскими. Южнее кембрийские эффузивы и туфы Няرمинского антиклинория граничат со среднепалеозойскими и верхнеордовикскими известняками Приуралья по той же линии разрыва. Время образования этого надвига пока еще не уточнено. Б. Я. Осадчев считает наиболее вероятным возникновение его в последнюю фазу герцинской складчатости. С Карским надвигом можно связывать крупный разрыв, описанный Г. К. Войновским-Кригером в бассейне р. Лемвы. Лемвинская дислокация перекрыта сантонскими отложениями. Это указывает только на ее досантонский возраст и не противоречит представлению о возникновении надвига в последнюю фазу герцинского орогенеза.

Согласно данным С. Г. Боч, Карский надвиг морфологически выражен в виде уступа в современном рельефе и, кроме того, четко фиксируется на аэрофотоснимках. В связи с этим С. Г. Боч допускает, что движение по линии этого надвига (или серии надвигов) имело место и в четвертичное время. Карский надвиг, как бы разделяющий Урал и Пай-Хой, не нарушает, однако, ясной картины изгиба складок Полярного Урала и перехода их в пай-хойские структуры.

Надо отметить, что некоторые исследователи Пай-Хоя, например В. И. Устрицкий (1956б), отрицают в настоящее время существование Карского надвига и считают, что кажущееся сближение свит верхнего и нижнего палеозоя по линии надвига объясняется трансгрессивным залеганием верхнего палеозоя на более древних осадках. В подтверждение этого взгляда В. И. Устрицкий ссылается на наблюдения в устье р. Осоева, где в районе надвига артинских песчаников в конгломератах встречаются гальки девонских и каменноугольных пород. Однако большинство исследователей, в частности Н. П. Херасков, В. А. Дедаев и др., подтверждают существование Карского надвига и считают его очень существенным структурным элементом Урало-Пай-Хойской провинции. Этот надвиг, по их мнению, почти везде под большим углом срезает северное продолжение Лемвинского прогиба.

В районе Константинова Камня северная часть Полярного Урала представляет в тектоническом отношении западную виргацию Харбейского антиклинория, которая и переходит в Пай-Хойскую складчатую структуру.

По вопросу о продолжении Уральского хребта к северу были высказаны в свое время две основные точки зрения. Одна из них принадлежит А. П. Карпинскому, считавшему, что главный хребет Урала не прерывается Байдарацкой губой, но продолжается на п-ов Ямал, погружаясь под его наносные рыхлые отложения. Иной взгляд был высказан М. К. Коровиным, Д. В. Наливкиным, О. Хольтедалем и др., считавшими, что уральские структуры продолжают на п-ов Таймыр. Последнюю гипотезу обоснованно критиковали А. В. Хабаков (1947 г.) и Е. М. Люткевич (1940а, 1951б). Например, А. В. Хабаков указывает на различные структурного плана строения Урала и Таймыра: уральские структуры опрокинуты к западу и северо-западу¹, таймырские — к югу. Кроме того, палеозойские структуры Западного Таймыра ориентированы не по направлению предполагаемого продолжения Урала.

Геологические исследования, проведенные Е. М. Люткевичем в 1937—1939 гг. на Западном Таймыре и в архипелаге Каменных островов Карского моря, показали, что линейная складчатость геосинклинальной области Таймыра имеет в его западной части северо-западное

¹ Надо, однако, отметить, что в северной части Полярного Урала, описанной Осадчевым, структуры опрокинуты на восток и северо-восток.

простираение. Эти складки пересекают центральную часть Карского моря и через о-ва Известия ЦИК протягиваются на северную оконечность Новой Земли, где в свою очередь простираение герцинской складчатости меняется и переходит в юго-восточное. Предположение А. Борна о простираении этих складок Новой Земли на Северную Землю Е. М. Люткевич также отвергает, как недостаточно обоснованное. Он указывает, что пермские отложения, развитые на Северной Земле, имеют, по данным Н. Н. Урванцева, небольшие мощности, свойственные платформам. На основании этих данных, по его мнению, можно думать, что в верхнем палеозое Северная Земля входила в состав Карской платформы, а не герцинской геосинклинали Таймыра.

До последнего времени был широко принят взгляд А. В. Хабакова, развивавшего представления А. П. Карпинского. На основании исследований, проведенных в 1937—1938 гг., А. В. Хабаков пришел к заключению, что складчатые полосы горных пород Полярного Урала на широте р. Щучьей имеют преобладающее северо-восточное простираение и уходят в Байдарацкую тундру и далее на Ямал. Складка Константинова Камня рассматривалась им как частное ответвление от общего основного простираения Полярного Урала, направляющееся на северо-запад, навстречу погружающемуся антиклиналу Пай-Хоя, а восточная зона Урала, соответствующая зеленокаменной полосе геосинклинали, простирается в северо-восточном направлении (Хабаков, 1945, 1946).

Новейшие геофизические наблюдения позволяют проследить южнее Байдарацкой губы и севернее Салехарда структуры восточного и северо-восточного простираения. В районе Тазовской губы они прерываются. Очевидно, прерывается и Восточно-Уральская зеленокаменная полоса. В районе самой Байдарацкой губы, по новейшим геофизическим данным, господствует северо-западное, или пай-хойское, простираение, как и в районе Константинова Камня. На п-ове Ямал геофизические наблюдения устанавливают под покровом четвертичных отложений сложную смену северо-западных и северо-восточных простираений (Дробышев и др., 1958). А. В. Хабаков рассматривает все пространство между Карским побережьем Восточного Пай-Хоя, восточным берегом Новой Земли и Таймыром (включая Ямал) как внутреннюю сторону Пай-Хойско-Новоземельско-Таймырской дуги, в изгибе которой вряд ли участвуют центральные структуры Полярного Урала.

Б. Я. Осадчев и А. И. Устрицкий без достаточных оснований допускают возможность погружения и поворота на северо-запад структур как Центральной полосы, так и Восточно-Уральской зеленокаменной полосы. С их точки зрения вся область Уральской геосинклинали в целом принимает участие в образовании Уральско-Пай-Хойско-Новоземельской дуги, но на внутренней стороне дуги структуры погружены. В очертаниях и простираении Байдарацкой губы указанные исследователи видят определенную связь с тектоническими структурами северо-западного направления.

Новейшие исследования показывают, что северная окраина Урала имела общую историю развития с его более южными районами лишь в силуре и нижнем девоне. В это время Восточно-Уральский зеленокаменный прогиб в пределах бассейна р. Щучьей имел восточное и северо-восточное простираение, а Пай-Хой и Полярное Приуралье развивались как краевые и внешние зоны Уральской геосинклинали. С середины живета Пай-Хой, бассейн р. Щучьей и частью Полярное Приуралье и Таймыр имеют общую историю развития, как краевые и внешние зоны складчатых областей. Внутренняя зеленокаменная зона Уральской геосинклинали в это время на севере не выходит за пределы бассейна р. Щучьей (Дедеев, 1958; Хлебников, Волков и др., 1959). Эти данные

с достаточной определенностью показывают, что взаимоотношения Урала, Пай-Хоя и Таймыра следует рассматривать в процессе истории их развития для каждой эпохи отдельно, так как в разное время конкретные структурно-фациальные связи между ними были различны.

Следует рассчитывать, что дальнейшие геологосъемочные работы и геофизические исследования п-ова Ямал и Западно-Сибирской низ-

менности должны будут разрешить этот существенный вопрос тектоники Советской Арктики.

Зеленокаменный синклиниорий. Зеленокаменная полоса Урала расположена к востоку от габбро-перидотитовых интрузий и представляет область широкого развития каледонских интрузий и вулканогенных пород среднего палеозоя: силура, девона и частично нижнего карбона. В структурном отношении она представляет синклиниорий. В настоящее время наиболее изучена зеленокаменная полоса Северного Урала в бассейне р. Лозьвы (Ивдельский район). Здесь после исследований Е. С. Федорова и В. В. Никитина (1901), начиная с 1923 г., проводились большие работы, возглавлявшиеся Е. П. Молдаванцевым. Исследования Е. П. Молдаванцева и его сотрудников (А. Н. Ходалевица, Г. К. Волосюк, Н. А. Сирина, О. В. Лахтионова, Н. А. Штрейса) дали очень большой материал по петрографии и стратиграфии восточного склона Северного и северной части Среднего Урала; были освещены и вопросы тектоники (Молдаванцев, 1928, 1937 а, б, 1944б) (рис. 96).

В соответствии с этими данными, полученными Е. П. Молдаванцевым, а также и другими исследователями, И. И. Горский выделил на восточном склоне Северного и Среднего Урала Нижне-Тагильский синклиниорий, причем И. И. Горский и затем Н. А. Сирин предполагали, что Нижне-Тагильский синклиниорий простирается на

север до Байдарацкой губы (Горский, 1958). Позднее была опубликована работа А. В. Пейве (1947), специально посвященная тектонике Северо-Уральского бокситового пояса, в который входит южная часть бассейна р. Лозьвы до широты с. Бурмантова. В дальнейшем здесь проводили детальные геологические исследования С. М. Андронов (1956), Е. Б. Ястребов (1951), Н. А. Штрейс (1951), А. В. Пейве (1947) и др. В своих работах названные исследователи следуют тектонической схеме А. В. Пейве.

Структура зеленокаменной полосы в бассейнах рек Северной Сосьвы и Ляпина освещена в работах Н. А. Сирина (1937а, 1945а, 1945б), С. Н. Волкова (1948), А. Г. Бер (1944). Для более северных районов восточного склона Урала материал дается в работах С. Н. Волкова (1956), В. К. Хлебникова и др. (1959), В. А. Дедеева (1958) и В. В. Маркина (Богряцева и др., 1958) и др. Но эта северная часть восточного склона еще очень слабо изучена.

В области Восточно-Уральского зеленокаменного трогового прогиба повсеместно широкое развитие получают среднепалеозойские вулканогенные и интрузивные породы. На всем своем протяжении от Исовского района на юге до Байдарацкой губы на севере эта область

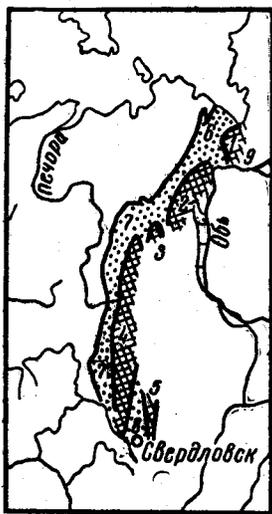


Рис. 96. Структуры Зеленокаменной полосы

- 1 — Шучьянский синклиниорий;
- 2 — Войкар-Собский синклиниорий;
- 3 — Хулгинский синклиниорий;
- 4 — Нижнетагильский синклиниорий;
- 5 — Восточно-Уральский синклиниорий;
- 6 — Харбейский антиклиниорий;
- 7 — Центрально-Уральский антиклиниорий;
- 8 — Восточно-Уральский антиклиниорий;
- 9 — Лонгот-Юганское поднятие

неоднородна. В ее пределах выделяется несколько структурно-фациальных подзон. Южный участок, от Исковского района на юге до р. Народа на севере, согласно И. И. Горскому, выделяется как Нижне-Тагильский синклинорий. В Ляпинском крае, по С. Н. Волкову, выделяется Хулгинский синклинорий. Бассейн рек Сыня, Войкара и Соби, согласно данным В. В. Маркина и Н. П. Лупановой, принадлежит к Войкар-Собскому синклинорию. Наконец, в пределах бассейна р. Щучьей располагается Щучьинский синклинорий (Дедеев, 1958; Хлебников и др., 1959). Последний структурно разграничен с Войкар-Собским синклинорием широтным Лонгот-Юганским поднятием (Иванова и др., 1957). Перечисленные подзоны отличаются полностью, мощностью и составом палеозойских отложений. Наблюдаются различия и в отношении интрузий.

Все эти подзоны могут рассматриваться как структурно-фациальные подзоны единого Тагило-Магнитогорского каледонско-варисского пояса Уральской геосинклинали, простирающегося от Мугоджар на юге до Байдарацкой губы на севере.

Наибольший интерес для суждения о тектонике восточной зеленокаменной полосы в пределах Нижне-Тагильского синклинория представляет работа А. В. Пейве. На Среднем Урале, по И. И. Горскому и Е. А. Кузнецову, область развития среднепалеозойских осадочно-вулканогенных пород Нижне-Тагильского синклинория в тектоническом отношении располагается между антиклинориями: Центрально-Уральским на западе и Исетско-Салдинским на востоке. Эту область А. В. Пейве называет Зеленокаменным синклинорием. Естественная граница Нижне-Тагильского зеленокаменного синклинория на западе соответствует границе толщи метаморфических сланцев Центрального поднятия, которые А. В. Пейве и М. И. Гарань считают докембрийскими, а большинство геологов, работающих на Северном Урале (К. А. Львов, В. М. Сергиевский и др.), — кембрийскими и ордовикскими. Вдоль этой границы, как и на Среднем Урале, вытянуты массивы каледонских интрузий платиноносной габбро-перидотитовой формации. Восточная граница проходит вдоль восточного пояса змеевиков, а севернее, от с. Караульского до с. Бурмантова — вдоль края Западно-Сибирской низменности. Обе границы очень прямолинейны и определяют строго меридиональное простираение синклинория на протяжении более 700 км. Ширина синклинория на всем этом участке очень постоянная (около 50 км), и сложен он, в общем, одними и теми же стратиграфическими толщами: силуром и девонем. Это связано с тем, что ось синклинория не испытывает значительных поднятий и погружений. Прослеживается только постепенное незначительное общее погружение структуры в северном направлении (от городов Свердловска и Нижнего Тагила к бассейну р. Верхней Лозьвы). В связи с этим по направлению к северу увеличивается роль более молодых (девонских) отложений, отсутствующих в Свердловском районе. Погружение продолжается и в Северо-Сосьвинском районе, где появляются нижнекаменноугольные отложения. В бассейне р. Лепли последние впервые были описаны М. В. Пиотровским и А. А. Колоколовым в 1934 г.

Восточную и западную границы Зеленокаменного (Нижне-Тагильского) синклинория А. В. Пейве рассматривает как глубинные разломы, проникающие в нижний докембрийский фундамент синклинория. Этим объясняется и прямолинейность границ, и резкий стык между областью прогиба и ограничивающих его поднятий, не похожий на постепенный и плавный переход от синклинория к антиклинорию, который должен был бы наблюдаться в нормальной синклинальной структуре.

Нижнепалеозойско-докембрийский метаморфический цоколь, лежащий в основании среднепалеозойской серии слоев, резко опускается при

переходе от антиклинория Урала к Зеленокаменному синклинию. А. В. Пейве оценивает амплитуду опускания в 4 км, принимая во внимание среднюю мощность силура и девона. Такое же резкое опускание произошло и по восточной границе, или Зауральскому разлому. В рельефе этот разлом разграничивает в настоящее время восточную увалистую полосу Урала и Западно-Сибирскую низменность. К югу от с. Бурмантова тектоническая природа этой границы выступает достаточно ясно. Вдоль нее происходили и позднейшие движения, отмеченные местными дислокациями третичных слоев у Лозьвинской пристани и в других местах.

Время образования Зеленокаменного синклиория А. В. Пейве относит к началу силура. Возникнув в это время как отрицательная структура, синклиорий длительно развивался как прогиб с резкими границами на западе и востоке. В тектоническом отношении сам синклиорий представляет довольно сложную структуру. Так, в его пределах на Северном Урале А. В. Пейве и Н. А. Штрейсом выделены три крупных структурных элемента: срединное поднятие, получившее название Петропавловского, западный (Кумбинский) и восточный (Турьинский) прогибы.

Среднепалеозойские отложения, развитые в пределах синклиория, представлены весьма неоднородными породами, различно реагирующими на тектонические напряжения. С одной стороны, это мощные эффузивные толщи и массивные биогермные известняки, с другой — тонкослоистые и туфогенные сланцы, песчаники и слоистые известняки. Наблюдается смена фаций как в широтном, так и в меридиональном направлении. Эффузивы и туфы замещаются карбонатными и частью терригенными осадками. Такая неоднородность пород, подвергавшихся деформации при горообразовательных процессах, обусловила весьма характерные особенности тектоники зеленокаменной полосы. Здесь не встречается правильных линейных складок нормального или изоклинального типа, вытянутых на значительном протяжении, как это наблюдается в западных предгорьях Урала. В жестких толщах рифогенных и брекчиевидных известняков и в массивных мощных покровах изверженных пород большую роль играют дизъюнктивные нарушения — сбросы, которые имеют весьма подчиненное значение на западном склоне Урала. Встречаются и надвиги, особенно ярко выраженные в Турьинском прогибе. Е. П. Молдаванцев (1944б) отмечает для Ивдельского района развитие периклинального типа складок и больших куполообразных вздутий.

Надо указать, что в последнее время некоторые из представлений А. В. Пейве и Н. А. Штрейса о тектонике зеленокаменной полосы Урала подвергаются пересмотру. Сейчас И. Д. Соболевым (1956) получены новые геологические данные, на основании которых отрицается существование Кумбинского и Турьинского прогибов и Петропавловского поднятия. И. Д. Соболев рассматривает всю зеленокаменную полосу как единый геотектонический прогиб синклинальной структуры. На основании новых палеонтологических сборов и анализа фауны высказывается предположение об отсутствии девонских и даже верхнеелудовских осадков в так называемой Кумбинской зоне. Однако основные черты зонального строения зеленокаменной полосы Северного Урала, намеченные в свое время А. В. Пейве и Н. А. Штрейсом, сейчас получили некоторое подтверждение в новейших материалах А. С. Мельникова для Ивдельского района (Суздальский и др., 1958).

Характерные особенности тектоники Зеленокаменного синклиория бассейна Лозьвы сохраняются и в бассейне Северной Сосьвы. На р. Лепле М. В. Пиотровский и А. А. Колоколов наблюдали юрские

песчаники, конгломераты и глины, падающие на СВ 65° под углом 45° . Они связывали эти дислокации с поднятиями по линии Западного разлома, так же как и на Лозьвинской пристани. В настоящее время это предположение подтверждается разведочными данными в районе месторождения Полуночного, где установлено развитие сбросов (Ястребов, 1951).

Восточная увалистая полоса, т. е. область выхода на поверхность пород Зеленокаменного синклинория, значительно уже в пределах Сосьвинского Урала, чем зона среднего палеозоя в бассейне Лозьвы и Южной Сосьвы. Это связано с тем, что восточная часть увалистой полосы размыта и перекрыта мезозойскими и третичными осадками. В связи с этим восточная граница увалистой полосы становится менее ясной, утрачивает свои прямолинейные очертания и орографическую связь с линией разлома. Современная орографическая граница между увалистой полосой и Западно-Сибирской низменностью к северу от с. Бурмантова в большинстве случаев эрозионная. Очертания ее неровные, среднепалеозойские осадки восточной части зеленокаменной полосы скрыты под позднейшими отложениями. В этих условиях здесь часто трудно установить, где проходит восточная тектоническая граница Зеленокаменного синклинория.

Севернее, в пределах Ляпинского края, С. Н. Волков выделяет Хулгинский синклинорий, который отвечает зеленокаменной полосе Приполярного Урала от р. Тохлая на юге до Тыкотлова на севере. Западная граница зеленокаменной полосы и в этой части Урала следует по контакту среднего палеозоя и метаморфических толщ центральной полосы. С. Н. Волков (1938) и Н. А. Сири́н (1945а) считают этот контакт тектоническим и характеризуют его как наиболее крупную структурную границу между разнородными складчатыми областями в изученной ими части Урала. Они определяют этот тектонический контакт как надвиг с восточным падением поверхности.

По линии этого надвига, например по р. Тохлою, с востока на метаморфическую толщу надвинута восточное крыло Зеленокаменного синклинория. На участке среднего течения этой реки можно проследить хорошо выраженную синклиналиную складку, сложенную главным образом девонскими осадочно-вулканогенными породами с простираем, близким к меридиональному. Западное крыло этой складки срезано продольным надвигом, по линии которого среднепалеозойские породы непосредственно контактируют с гнейсами и амфиболитами.

Кроме того, здесь часто встречаются сбросы и небольшие надвиги с образованием милонитов. Сбрасыватели имеют меридиональное, или северо-восточное, простираем, и к сбросовым трещинам часто приурочены жилы диабазов и диабазовых порфиритов.

Известные в пределах Хулгинского синклинория интрузии кислых, основных и ультраосновных пород выступают как среди верхнесилурийских, так и среднедевонских отложений (Сири́н, 1945а). Это может служить указанием на то, что некоторые интрузии Хулгинского синклинория, возможно, имеют послесреднедевонский возраст и не могут безоговорочно сопоставляться с каледонскими интрузиями платиноносной габбро-перидотитовой формации Нижне-Тагильского синклинория. Однако следует иметь в виду, что до настоящего времени контакты этих интрузий с вмещающими породами большей частью остаются неизученными.

Войкар-Собский синклинорий отвечает зеленокаменной полосе восточного склона Полярного Урала от верховьев р. Хулги на юге до р. Ханмея на севере (Богряцова и др., 1958). Этот участок Урала замечателен тем, что к юго-восточному крылу его Центрального антиклинория

рия приурочены крупные массивы перидотитов: Пай-Ер, Рай-Из и др. Они имеют секущий контакт с ордовиком и более древними метаморфическими сланцами, но пока неизвестны их контакты с более молодыми палеозойскими образованиями. Эти гипербазитовые тела Полярного Урала многими исследователями (Ю. Е. Молдавандцев, В. Ф. Морковкина и др.) выделяются в перидотитовый пояс. Появление этого пояса связывают с крупными глубинными разломами конца ордовика и начала силура. Массивы перидотитового пояса Полярного Урала могут быть сопоставлены с малыми интрузиями гипербазитов Среднего и Северного Урала (Еловские сопки, Салатим и др.). Возраст их, по данным геофизических исследований, определяется как силурийский (Комаров, 1956).

Более поздние среднепалеозойские интрузии синклинория располагаются восточнее перидотитового пояса, главным образом в пределах зеленокаменной полосы. Они представлены кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Более ограниченным распространением пользуются габбро и ультраосновные породы. Эти интрузии залегают в верхнем силуре, а верхний предельный их возраст предположительно определяется как доживетский и поэтому данные интрузии ближе всего могут быть сопоставлены с интрузиями платиноносной габбро-перидотитовой формации. В пределах Войкар-Собского синклинория в настоящее время установлено довольно широкое развитие ордовикских и, возможно, более древних метаморфических сланцев, силурийских и девонских осадочно-вулканогенных пород. Их стратиграфия разработана В. В. Маркиным (Богряцова и др., 1958).

На северной окраине восточного склона Полярного Урала, в пределах бассейна р. Щучьей, располагается Щучьинский синклинорий (Волков, 1956; Дедеев, 1958, 1959; Иванова и др., 1957; Хлебников и др., 1959), где получают широкое развитие среднепалеозойские породы. Западным его ограничением служит Харбейский антиклинорий, который сложен протерозойскими и нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами. В его пределах выступает сложный комплекс интрузий и древних метаморфических сланцев, и он служит северным продолжением Центрального антиклинория Урала. К его восточному крылу приурочены крупные массивы гипербазитов: Сым-Кау, Нара-Пэ и др., которые принадлежат каледонскому перидотитовому поясу Полярного Урала. На юге Щучьинский синклинорий ограничен Лонгот-Юганским широтным поднятием. Оно сложено нижним палеозоем. Кроме того, в его пределах получают развитие интрузии главным образом габбро и микроклин-пертитовых гранитов. На южном и западном крыльях Щучьинского синклинория наблюдается распространение кварцевых диоритов и плагиогранитов. В меньшей степени развиты габбро. Они залегают среди верхнесилурийских отложений и частью среди нижнепалеозойских метаморфических сланцев. Эти интрузии Щучьинского синклинория по своему возрасту ближе всего сопоставляются с интрузиями платиноносной габбро-перидотитовой формации.

Северное и северо-восточное ограничения Щучьинского синклинория недостаточно ясны, так как там палеозой скрыт под мощным покровом мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. В пределах Щучьинского синклинория наблюдается распространение верхнего силура, всего девона и нижнего карбона. Вулканогенные фации, типичные для геосинклинали, получают широкое распространение в верхнем силуре и частью в низах девона. Среди верхнеживетских и более молодых среднепалеозойских отложений преобладают терригенные осадки, а вулканогенные породы имеют среди них крайне ограниченное распространение (Волков, 1956; Дедеев, 1958, 1959; Хлебников

и др., 1959). Верхнеживетские, верхнедевонские и каменноугольные отложения бассейна р. Щучьей представлены в фациях, очень близких к известным в пределах Лемвинской зоны и Зилаирского синклинория.

Все эти геологические данные, а также геофизические исследования показывают, что Щучинский синклинорий в среднем палеозое в доживетское время принадлежал к внутренней зоне Уральской геосинклинали, тогда как в послезиветское время имел историю развития, близкую к той, которая наблюдалась в Лемвинской зоне Полярного Урала или Зилаирском синклинории Южного Урала.

Предуральский краевой прогиб (западная увалистая полоса). Предуральский краевой прогиб протягивается с запада вдоль Центрально-Уральского антиклинория, от Мугоджар до берегов Баренцева моря. Геоморфологически ему соответствуют западная увалистая полоса Урала и частью прилегающие к ней равнинные участки Приуралья.

Согласно общепринятым в настоящее время геотектоническим схемам И. И. Горского (1958), Н. П. Хераскова (Сирин и др., 1955г.), Н. С. Шатского (1948) и др., на севере Урала Предуральскому краевому прогибу принадлежат бассейны Верхней и Средней Печоры и восточная часть бассейна р. Усы, включая гряды Чернышева и Чернова, Каратаихинскую и Воркутскую впадины.

Основная эпоха формирования прогиба относится ко времени герцинской складчатости. Однако можно предполагать, что первые этапы его развития связаны с байкальским орогенезом. На это указывают состав и формационный тип ордовикских (тремадокских) отложений, прослеживающихся вдоль западной окраины Центрально-Уральского антиклинория¹.

Минералогический анализ базальных полимиктовых песчаников и конгломератов, лежащих в основании ордовика, свидетельствует о сносе обломочного материала не только с запада, как указывает К. Г. Войновский-Кригер (1956б), но и с востока, с тех возвышенностей, которые возникли в области Уральской геосинклинали в связи с байкальским орогенезом. Фациальный тип отложений тельпосской свиты ордовика западного склона Урала, сходных с молассами, а в некоторых случаях обнаруживающих ритмичность флиша, очень напоминает формационный ряд осадков, накапливающихся в опускающихся трогах предгорных прогибов.

Правда, вопрос о возможности формирования подобных прогибов в эпохи «предварительной» складчатости, не заканчивающиеся замыканием геосинклинали, является пока дискуссионным. Поэтому и вопрос о заложении предгорного прогиба Урала в ордовике нельзя еще считать окончательно решенным. Н. П. Херасков полагает, что тельпосская свита и ее аналоги несомненно образовались за счет размыва поднятий древней складчатой системы, но формировались в ее внутренних прогибах. В настоящем очерке представление об отложении этой свиты в условиях передового прогиба выдвигается как наиболее вероятное и обоснованное предположение.

В послетельпосское время, на протяжении нижнего и среднего палеозоя, в области этой древней предгорной впадины и прилегающей к ней части платформы, вдоль всего западного склона Урала, отлагались устойчивые в фациальном отношении карбонатные толщи с более или менее постоянными и значительными мощностями. Очень характерны горизонты обломочных пород, занимающие в этих карбонатных толщах определенное стратиграфическое положение и прослеживаю-

¹ См. очерк «Ордовик» в настоящем томе.

щиеся вдоль всего Урала, как среднедевонские такатинские и верхнедевонские пашийские песчаники и песчаники нижневизейской угленосной толщи. Среднепалеозойские карбонатные отложения западного склона Урала по свойственной им фауне и литологическому составу значительно ближе к синхроничным им отложениям Русской платформы, Тимана и Приуралья, чем к соответствующим им по возрасту осадочно-вулканогенным толщам восточного склона.

С началом герцинского орогенеза краевой прогиб мигрирует далее к западу в область платформы. Это очень четко отражено в смене характера осадков, наблюдающегося в карбоне и перми. Далеко продвинувшееся за последние годы изучение карбона западного склона Урала позволяет говорить об отложении осадков каменноугольного периода в платформенных условиях и о связи морей западного склона Урала и Русской платформы. В нижнепермскую эпоху часть платформы в границах Елецкой зоны, по К. Г. Войновскому-Кригеру, превращается в свою очередь, в краевой прогиб и становится областью отложения мощных толщ флиша, а затем молассов. Замыкание этой предгорной впадины происходит в конце триаса.

Формации краевого прогиба, как уже указывалось, сохраняют свои типичные особенности на значительном протяжении по простиранию. Но наряду с этим могут быть отмечены и некоторые изменения в этом направлении, позволяющие выделить отдельные широтные отрезки передового прогиба, в частности в области северной части Урала.

Д. В. Наливкин, И. И. Горский, Н. П. Херасков и др. подчеркивают как характерную особенность Северного, Приполярного и Полярного Урала виргацию его западного склона с отделением ряда боковых ветвей частью северо-западного направления: Средне-Печорских складок и Печорской гряды, гряды Чернышева, поднятия Чернова и Пай-Хоя. На юге отмечается поднятие Полюдова кряжа.

Н. П. Херасков (Сирин и др., 1955 г.) отмечает, что в пределах краевого прогиба, в месте отделения этих ветвей, возникают поперечные или диагональные по отношению к простиранию Уральской складчатой области поднятия, которые делят прогиб на более или менее обособленные районы, или «впадины».

Можно выделить два таких обширных района. Один из них — Щугорско-Ильчская впадина, охватывающая бассейны рек Верхней и Средней Печоры. Эта впадина в основных своих чертах сохраняет почти все особенности, которые свойственны более южным районам Приуралья. Затем выделяется Печорский угленосный бассейн, где получают развитие мощные толщи пермских угленосных отложений. В свою очередь, в пределах Печорского угленосного бассейна могут быть выделены структуры второго порядка, например Воркутская впадина, Коратаихская синклиналь, гряда Чернышева, гряда Чернова и др. Кроме того, к одной из особенностей Печорского угленосного бассейна относится его обрамление Лемвинской зоной, которую можно рассматривать как аналог Зилаирского синклинория на Южном Урале.

Между Тиманом и Уралом располагается обширная область развития рифейской складчатости, структура которой выясняется в настоящее время в связи с проведением гравиметрических и магнитометрических исследований. Тектоника этой области рассматривается в самостоятельном разделе настоящей главы.

Щугорско-Ильчская впадина занимает бассейны рек Верхней и Средней Печоры. Южный участок вскрыт в геологических разрезах по рекам Унье, Малой Печоре, Ильчу и др. Геологическое строение северного участка можно наблюдать по рекам Подчерему, Щугору, Большому Патоку и их притокам.

О геологическом строении этой обширной территории Печорского края до начала текущего столетия не было ясного представления.

В 1843 г. по р. Илычу проехал А. Кейзерлинг и составил геологическую карту и описание геологического разреза. Это был первый разрез западного склона Печорского Урала. Затем, в середине прошлого столетия маршрутные геологические исследования по рекам Верхней, или Малой, Печоре и Унье были выполнены Э. Гофманом. Первая геологическая карта бассейна рек Уньи, Верхней Печоры, Подчерема и Щугора, опубликованная в 1897 г., была составлена Е. С. Федоровым. Бассейн Илыча остался на ней белым пятном. Как маршрутные исследования А. Кейзерлинга и Э. Гофмана, так и геологическая карта Е. С. Федорова в настоящее время имеют лишь исторический интерес.

Систематические геологические исследования в Щугорско-Илычской впадине были начаты лишь в 20-х и 30-х годах текущего столетия. В бассейне Верхней Печоры и Илыча геологические исследования проводила В. А. Варсанюфьева, в работах которой освещаются вопросы стратиграфии, тектоники и геоморфологии (Варсанюфьева, 1929б, 1932, 1933б, 1934а, 1940, 1953в). Кроме того, ряд вопросов по стратиграфии девона и силура бассейна Верхней Печоры освещаются в работах Н. Н. Иорданского (1928, 1933а).

В эти же годы геологическое строение бассейна Средней Печоры изучается Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935).

В 50-х годах текущего столетия систематические геологические исследования в бассейне рек Верхней и Средней Печоры были начаты А. Г. Кондяйн и О. А. Кондяйн. Этими исследователями получены новые данные по стратиграфии ордовика, силура и девона и выдвигаются некоторые новые представления о тектоническом развитии исследованной ими области западного склона Урала.

При общем знакомстве с геологическим строением Щугорско-Илычской впадины прежде всего можно отметить, что формационный ряд ее палеозойских отложений очень сходен с формационным рядом более южных районов Предуральяского прогиба, что было отмечено Н. П. Херасковым (Сирин и др., 1955). Так, например, ясно выступает общее сходство разрезов палеозоя этой территории с соответствующими разрезами западного склона Северного Урала (в Колво-Вишерском крае) и Южного Урала. Это касается как среднего, так и верхнего палеозоя.

По К. А. Львову и Н. А. Сирину, нижний палеозой этой впадины не отличается существенно от соответствующих отложений бассейна Колвы, Вишеры и др. Среди карбонатных отложений девона так же, как и на юге, получают развитие толщи песчаников такатинской и лашийской свит¹. В низах карбона на р. Вуктыле появляется угленосная толща, которую можно рассматривать как аналог угленосной толщи С₁ более южных районов Урала.

Фациальное сходство отложений Щугорско-Илычской впадины с синхроничными отложениями южных частей Уральского предгорного прогиба обращает на себя особенное внимание при изучении разрезов верхнего палеозоя.

А. А. Богданов (1947) выделяет в Ишимбаевском районе западного склона Южного Урала: 1) ишимбаевскую формацию верхнекаменноугольных, сакмарских и нижнеартинских известняков с кремнистыми

¹ Однако В. А. Варсанюфьева отмечает в бассейне рек Уньи и Верхней Печоры развитие в восточной части передового прогиба и по окраине горной полосы фациального комплекса ордовика, силура и девона, тождественного с лемвинским комплексом Полярного Урала и не встречающегося в Колво-Вишерском крае и в бассейне Подчерема и Щугора. Вопрос об этих отложениях рассматривается ниже.

ними проходит по линии надвига, наблюдаемого по западному краю гряды Высокой Пармы, называющейся на р. Илыче Иджид-Пармою.

В восточной половине, где получают развитие девонские, силурийские и ордовикские отложения, обособляются, в свою очередь, Восточная и Западная зоны, разделенные на Илыче линией крупного надвига. На реках Унье и Верхней Печоре в Восточной зоне развиты ордовикские, силурийские и девонские отложения, представленные породами, тождественными породам лемвинского фациального комплекса Полярного Урала, а на р. Илыче шантымским фациальным комплексом¹. В Западной зоне восточной половины впадины в бассейне всех трех рек развиты силурийские и ордовикские отложения западного фациального комплекса, существенно отличающегося от лемвинского и шантымского. Кроме того, здесь прослеживается узкая полоса нижнекаменноугольных отложений, нигде не выступающих в Восточной зоне, и девонские отложения западных фаций.

В пределах восточной половины впадины, особенно в ее восточной части, падеозойские отложения прорваны интрузиями главным образом метаморфизованных габбро-диабазов, сходных с подобными же породами горной полосы (Трущелев, 1960). В бассейне р. Елмы О. А. Кондаин обнаружил в 1958 г. выходы гранитоидов: гранитов и гранодиоритов.

В структурном отношении восточная половина впадины характеризуется развитием чешуйчатых надвигов. Крутые плоскости надвигов параллельны напластованию, а их падение, так же как и падение слоев в крыльях опрокинутых складок, восточное. Особенно четко выражены эти структуры на реках Унье и Малой Печоре в области развития пород лемвинского комплекса к востоку от Высокой Пармы. Здесь в непосредственный контакт приведены также разновозрастные отложения, такие как среднекаменноугольные и среднедевонские породы, ордовикские и живецкие и т. п.

Линейная складчатость меридионального направления со складками, опрокинутыми на запад, и часто осложненными довольно крутыми надвигами, тесно связанными со складчатостью, характерна и для всей впадины в целом. Но с востока на запад интенсивность складчатости и амплитуды надвигов несколько уменьшаются и в сложении складок принимают участие все более молодые породы. В связи с этим В. А. Варсанюфьева (1940, 1953) выделяет в бассейне Верхней Печоры и Илыча три тектонические зоны с востока на запад: 1) рассмотренную выше Восточную зону, или часть Щугорско-Илычской впадины, геоморфологически представляющую восточную половину увалистой полосы; 2) зону главного каменноугольного поля и 3) зону терригенных, в основном нижнепермских (артинских) отложений. Две последние зоны относятся к западной половине впадины, представляющей геоморфологически западную часть увалистой полосы, а тектонически относящуюся к области передового прогиба с платформенным основанием.

Тектоника восточной зоны охарактеризована выше; в зоне каменноугольного поля наблюдается несколько меньше напряженная складчатость; надвигов меньше и, хотя и здесь господствуют восточные румбы падения, все же можно наблюдать и западные падения. В своде самой крупной складки по р. Унье выходят породы фаменского яруса. Остальные складки сложены породами каменноугольной системы, но в синклиналиях появляются рифогенные породы сакмарского яруса и реже — терригенные породы артинского.

¹ См. очерк «Силур» в настоящем томе.

Складки главного каменноугольного поля обычно наклонены или слегка опрокинуты к западу, частью они изоклинальные. Наблюдаются надвиги восточных крыльев с перетиранием и выжиманием части надвинутого крыла. По западной окраине главного каменноугольного поля отмечены надвиги, прослеживающиеся на значительном расстоянии. Так, например, на Унье зона главного каменноугольного поля отделена от более западной крупным надвигом, приводящим в соприкосновение породы сакмарского яруса и угленосной свиты нижнего карбона. Этот надвиг прослеживается к югу до берегов Колвы. На Илыче можно наблюдать непосредственный, хорошо обнаженный контакт визейских известняков и верхнего карбона.

В большинстве случаев, однако, амплитуда надвигов очень невелика, и они обычно не маскируют первоначальной картины складчатости так, как это наблюдается в первой зоне, т. е. в области восточной половины впадины, где, особенно в породах лемвинского комплекса, трудно бывает восстановить первичные складчатые структуры.

В. А. Варсанюфьева проводит восточную границу главного каменноугольного поля по западной окраине Высокой Пармы, относя последнюю к Восточной зоне. Можно и рассматривать ее как самостоятельную зону, как бы переходную от восточной половины впадины к западной. По последним данным С. Л. Бызовой и О. А. и Г. А. Кондаиной, Высокая Парма в разрезе р. Уньи представляет серию асимметричных складок с амплитудой порядка 3—5 км. Западные крылья их, как правило, сокращены надвигами.

В своде самой крупной антиклинали у устья р. Черной обнажаются породы ордовика. Западное крыло этой антиклинали почти полностью уничтожено надвигом, а восточное представляет простую крупную (45—50°) моноклираль. Западнее расположена антиклиналь Высокой Пармы с выходом среднедевонских песчаников в своде. В самой западной антиклинали, сходной по строению с самой восточной, в ядре обнажаются породы живетского яруса среднего девона. Западное крыло складки уничтожено надвигом, и ядро ее по крутому надвигу надвинуто на восточное крыло следующей к западу антиклинали, относящейся уже к области главного каменноугольного поля.

Общее представление о характере выделенных тектонических зон в южной части Илычско-Шуюрской впадины дает схематический профиль по р. Унье, построенный по ломаной линии, отвечающей изгибам реки, и в верховьях ее (на востоке) не выходящий за пределы впадины (см. рис. 97).

В области развития нижнепермских пород, или третьей зоне, можно проследить уменьшение интенсивности дислокаций по направлению к западу. Наиболее интересен в этом отношении разрез Илыча, достаточно полно вскрывающий строение нижнепермской толщи. Здесь можно отметить переходы от косых складок с осями, наклоненными к западу, к прямым складкам, все более выполаживающимся и создающим переход к слабодислоцированным верхнепермским породам Печорской равнины.

Для впадины в целом можно отметить уменьшение роли надвигов с востока на запад и, кроме того, некоторые изменения в тектонике отдельных зон с юга на север. Так, в области Главного каменноугольного поля по направлению к северу убывает амплитуда антиклинальных поднятий. На р. Унье в ядрах антиклиналей выведены на поверхность турнейские и даже верхнедевонские слои, а в синклиналиях выступают только известняки верхнего карбона и карбонатные фации низов нижней перми. На Илыче в ядрах самых значительных антиклиналей обнажаются только верхи нижневизейской угленосной толщи, и вместе

с тем в синклиналях главного каменноугольного поля появляются полосы более высоких артинских терригенных нижнепермских отложений.

В восточной части впадины между грядой Иджид-Парма и хребтом Валган-Чугра и Ляга-Чугра, в бассейне р. Илыча, наблюдается изменение почти меридионального простирания пластов, строго выдерживающегося на реках Унье и Малой Печоре, на северо-восточное.

В обнажениях р. Илыча и его притока р. Шежим-ю можно проследить общий поворот всей складчатой серии палеозойских отложений на восток-северо-восток, причем амплитуда надвигов несколько уменьшается. В связи с этим на р. Илыче значительно расширяется полоса силурийских отложений и появляются некоторые толщи, по-видимому, отсутствующие на реках Малой Печоре и Унье или имеющие там меньшую мощность в связи с развитием надвигов.

На р. Илыче можно видеть, как силурийские и живетские известняки почти под прямым углом подходят к западному склону Валган-Чугры и Ляга-Чугры — гряды, характеризующейся меридиональным простиранием слагающих ее пород. Эти соотношения заставляют предполагать надвиг или сброс по западной окраине хребта Чугры.

Чем вызвано выше отмеченное изменение простирания пластов силура и девона на р. Илыче, сказать трудно, так как к северу от р. Илыча в этом районе обнажения встречаются только в нижнем течении его притока — р. Косью, а в верховьях и по левобережью этой реки развиты заболоченные или покрытые лесами пространства, где нет выходов коренных пород.

Естественно возникает вопрос о времени образования надвигов увальной полосы. Имеется основание связать их образование со складчатостью. Можно думать, что большинство этих дислокаций развились из крутых косых или несколько опрокинутых к западу складок и что формирование их синхронично главной фазе складчатости. Это предположение подтверждается тем, что крутые плоскости надвигов, в общем, параллельны наклону осевых плоскостей складок и падению пластов в тех случаях, когда складки изоклинальны. Залегание же пластов в постели надвигов синклинальное.

Говоря о складчатости палеозойских отложений передового прогиба, надо отметить различный характер ее в толщах разного литологического состава и в сериях пластов различной мощности. Более толстослоистые известняки образуют крупные складки (рис. 98). В связи с развитием косых складок часто можно видеть слои, поставленные на голову (рис. 99). Тонкослоистые толщи нижнепермских глинистых сланцев, песчаников, кремнистых сланцев и турнейского и силурийского возраста, известковистых сланцев и тонкослоистых известняков смяты в многочисленные, часто причудливые мелкие складки (рис. 100). Особенно интенсивно смяты тонкослоистые толщи вблизи контакта их с массивными или толстослоистыми известняками. Эта дисгармоничная складчатость создает иногда ложное впечатление несогласного напластования.

Четких признаков сбросовых дислокаций почти не встречается в бассейне р. Верхней Печоры. По-видимому, сбросом приходится объяснить контакт нижнекаменноугольных кварцевых песчаников визейской угленосной толщи и артинских глинисто-песчаных отложений, наблюдающийся на р. Илыче, близ устья р. Ичед-Ань-ю (Варсанюфьева, 1940).

Во всех палеозойских отложениях в бассейне р. Верхней Печоры, особенно в известняках, четко выражены две системы тектонических трещин: одна из них параллельна простиранию пластов, другая перпен-

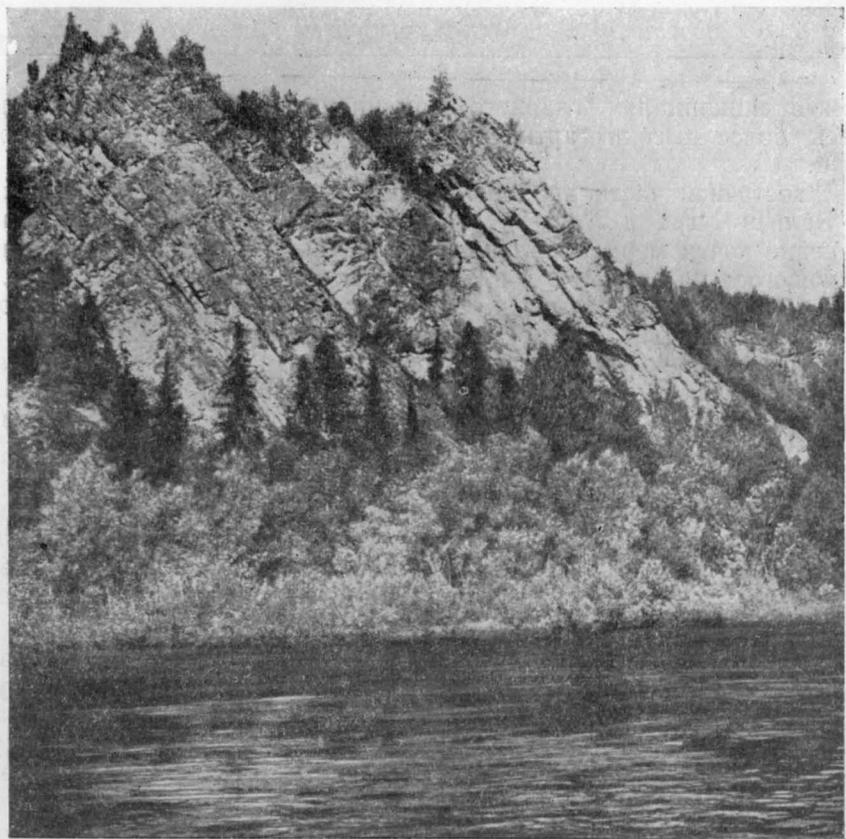


Рис. 98. Мощные пласты каменноугольных известняков, слагающие крыло Большой антиклинали (р. Унья). Фото В. А. Варсанюфьевой

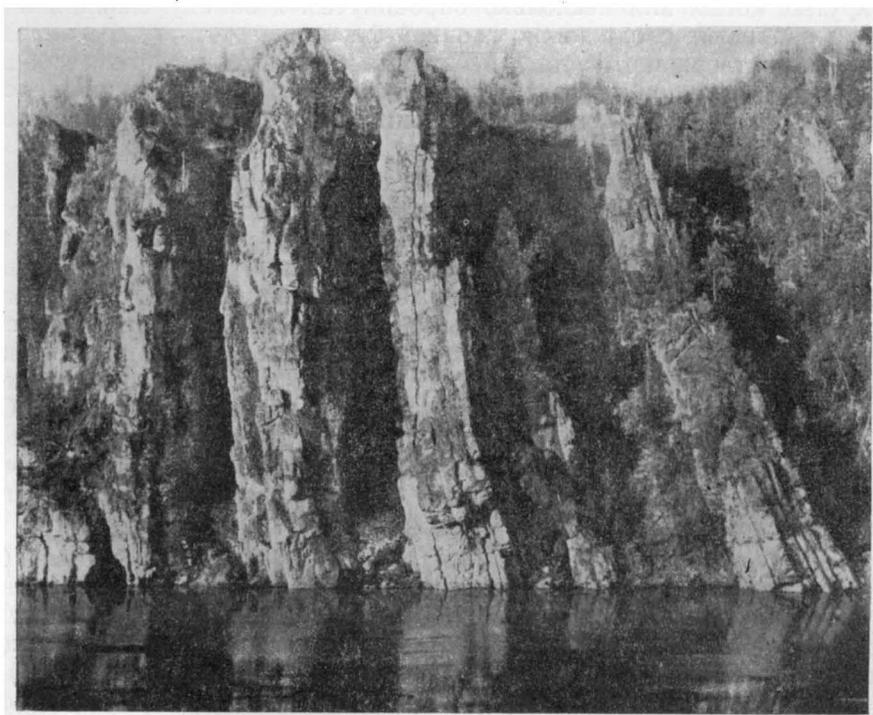


Рис. 99. Поставленные на голову пласты известняков башкирского яруса. Фото В. А. Варсанюфьевой

дикулярна простиранию. Кроме того, наблюдаются и трещины других направлений.

Уже в пределах бассейна р. Верхней Печоры можно было проследить некоторые изменения в характере дислокаций Илычско-Щугорской впадины по мере продвижения к северу. В бассейне рек Щугора и Под-



Рис. 100. Складка в нижнепермских тонкослойных песчаниках и алевролитах в обнажении Кирпыч-Кырта на р. Илыч. Фото В. А. Варсанюфьевой

черема могут быть отмечены некоторые дальнейшие изменения структуры краевого прогиба Урала.

Прежде всего тут не наблюдается той зональности, которая так резко выражена южнее, особенно в бассейне р. Уньи. Гряда Иджид-Парма, протягивающаяся до берегов р. Подчерема, где она заканчивается вершиной Тима-Из, намечает границу между восточной и западной частями впадины. В строении их нет тех различий, которые так четко выступают на р. Унье. Как в западной, так и в восточной части можно достаточно ясно проследить чередование антиклинальных и синклинальных структур, причем в синклиналях восточной половины появляются не только каменноугольные, но и пермские отложения. В западной половине увалистой полосы нельзя выделить отдельных зон, сложенных каменноугольными, нижнепермскими и верхнепермскими отложениями. Пермские породы получают здесь широкое развитие, и в области их распространения наблюдаются ясно выраженные антиклинальные структуры, как, например, Вуктыл-Парма, с выходами карбона в ядре. В бассейне р. Средней Печоры нет резкой орографической и тектонической границы между областью увалистой полосы и обла-

стью Печорской равнины. Ряд антиклиналей впадины уходит далеко к северо-западу в область развития верхнепермских отложений, причем в ядрах этих поднятий выступают каменноугольные и верхнедевонские породы.

Эти ответвления боковых кулис, появление виграций складок, заходящих в область Печорской равнины, так же как и чередование более или менее правильных антиклиналей и синклиналей в пределах увалистой полосы, создают впечатление ослабления бокового давления в бассейне Средней Печоры по сравнению с бассейном Верхней Печоры.

Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935) считали, что надвиги не играют значительной роли в структуре западной увалистой полосы в бассейне рек Щугора и Подчерема. Однако дальнейшие исследования этой области установили наличие надвигов. Большой надвиг, первоначально описанный как сброс, наблюдается, например, в бассейне притока р. Щугора — р. Большого Патока. Эта дислокация проходит вдоль западного крыла крупной антиклинальной структуры и приводит пермские отложения в непосредственный контакт с силовым ядра антиклинали, а затем последовательно с различными отделами девона и карбона ее западного крыла. Особенно интересно то, что надвиги играют существенную роль в строении самих западных антиклиналей, которые затем уклоняются к северо-западу, к Печорской гряде. В связи с разведками на нефть, проводившимися в области этих структур, они достаточно хорошо изучены. В большинстве случаев эти антиклинали характеризуются крутым западным и пологим восточным крылом. В Кожвокаменской, Воясопьясской, Худонольской и других структурах западное крыло срезано надвигом.

Таким образом, в бассейне р. Средней Печоры наблюдается, с одной стороны, как будто бы ослабление давления, обусловившее отсутствие зональности в структуре Предуральского прогиба и виграции его складок на западе; с другой стороны, надвиги характеризуют самые западные структуры, появляющиеся в области Печорской равнины, в пределах которой южнее наблюдается выполаживание складок¹.

На основании всех вышеизложенных данных следует признать, что Щугорско-Ильчская впадина представляет собой один из районов Печорского края, который по своему геологическому строению и истории развития имеет много общего с более южными районами Предуральского краевого прогиба. Сходство проявляется как в литолого-фациальном характере палеозойских отложений, так и в основных чертах тектонических структур.

Вместе с тем в приведенном выше описании были отмечены и некоторые отличия южной, верхнепечорской части впадины от северной, среднепечорской, касающиеся общего структурного плана и морфологии структур. Кроме того, было отмечено появление на реках Унье и Верхней Печоре фаций лемвинского комплекса.

Эти отличия особенно подчеркиваются далее к северу в бассейне р. Кось-ю, который более подробно рассматривается ниже. Там надвиги почти не отмечаются в восточной части Предуральского прогиба. А к северу от бассейна р. Кось-ю в бассейне р. Лемвы по восточной окраине прогиба появляется зона развития фаций лемвинского комплекса.

Эти изменения в структуре Предуральского краевого прогиба соответствуют определенным изменениям структуры горной полосы Урала, т. е. Центрально-Уральского антиклинория.

¹ Н. И. Тихонович объяснял возникновение этих структур упором, который могли создавать неровности древнего кристаллического фундамента.

При описании горной полосы была подробно рассмотрена область воздымания Приполярного Урала, связанная с появлением Ляпинского антиклинория, резко погружающегося к северу в бассейне рек Кожима и верховьев Лемвы и плавно погружающегося к югу в бассейне р. Илыча.

В связи с погружением Ляпинского антиклинория к северу центральная зона Урала резко суживается в бассейне р. Лемвы по простиранию погружающихся структур западного крыла Ляпинского антиклинория, сложенного нижним палеозоем и частью докембрием; получают развитие средне- и верхнепалеозойские отложения. Среди них в восточных зонах, обрамляющих с запада Центральный антиклинорий Урала, появляются своеобразные фации силура, девона и пермских отложений, впервые описанные К. Г. Войновским-Кригером (1945, 1953 г.) и названные им лемвинским комплексом по бассейну р. Лемвы, где они получают очень широкое распространение. К. Г. Войновский-Кригер (1953 г.) рассматривает область развития лемвинского комплекса как краевой прогиб геосинклинали. Эту же точку зрения развивает Н. П. Херасков (Сирин и др., 1955 г.), сравнивающий Лемвинскую зону с Зилаирским синклиномием Южного Урала.

Известную аналогию представляет и область южного погружения Ляпинского антиклинория. В южной части бассейна р. Илыча, где выклинивается Кварцитовый хребет, слагающий западное крыло этой структуры, и далее к югу горная полоса резко суживается. В бассейне Верхней Печоры и Уньи, по данным В. А. Варсановьевой (1953, 1959), появляются фации, тождественные ордовикским, силурийским и девонским фациям лемвинского комплекса, что подтверждается К. Г. Войновским-Кригером, познакомившимся с образцами соответствующих пород¹.

Как можно видеть из приведенного описания, изменение в характере структур Предуральского краевого прогиба следует ундуляциям оси геоантиклинального поднятия горной полосы. Там, где происходит его воздымание, в области краевого прогиба наблюдается развитие системы более симметричных складок, уменьшение роли надвигов и сбросов.

Там, где наблюдается погружение антиклинория, исключительно широко распространены изоклинальные, опрокинутые на запад складки и надвиги. Это наблюдается как в северной области погружения Ляпинского антиклинория, где эти дислокации подробно описаны К. Г. Войновским-Кригером (1953 г.), А. В. Хабаковым, В. В. Меннером и М. Е. Раабен, так и в южной, где их отмечают В. А. Варсановьева (1933а, 1940, 1953), Н. Н. Иорданский (1933) и О. А. и А. Г. Кондаин.

Область бассейнов рек Кось-ю, Кожима и Лемвы располагается к северу от Шугорско-Илычской впадины и рассматривается в следующем разделе, посвященном описанию Печорского угленосного бассейна и прилегающей к нему восточной части Предуральского краевого прогиба².

¹ Однако распространение здесь лемвинского типа фаций имеет сравнительно небольшие масштабы, в связи с чем для выделения в бассейне р. Верхней Печоры зоны, которую можно было бы рассматривать в геотектоническом отношении как аналог Лемвинской зоны, вряд ли есть основания. — (Прим. ред.).

² Все основные особенности структурного строения рассматриваемого района скорее всего могут быть объяснены наблюдаемым в Печорском крае сопряжением двух тектонических направлений тимано-пай-хойского северо-западного и уральского субмеридионального.

В этом отношении, для бассейна Верхней Печоры имеют большой интерес новые данные А. Г. Кондаин и О. А. Кондаин, устанавливающие здесь существование двух прогибов (Верхне-Печорского и Шугорского) северо-западного простирания, которые

Область Печорского угленосного бассейна отделена от области Шугорско-Ильичской впадины Предуральского краевого прогиба поднятием гряды Чернышева. Площадь бассейна занимает обширное пространство восточной части Большеземельской тундры, в пределах которой могут быть выделены Воркутская, или Воркуто-Интинская впадина (по Войновскому-Кригеру, Усинская мегасинклиналь), располагающаяся между западным склоном (увалистой полосой) Урала и грядой Чернышева, и затем Коратаихская впадина, протягивающаяся между грядой Чернова и Пай-Хоем. Западная увалистая полоса Урала, обрамляющая с востока Печорский угленосный бассейн, представляет в геотектоническом отношении восточную часть Предуральского краевого прогиба. К западной части того же прогиба, помимо упомянутых выше структур гряд Чернышева и Чернова, Воркутской и Коратаихской впадин, ряд геологов относит и Пай-Хой.

Эта часть Предуральского прогиба существенно отличается от Шугорско-Ильичской впадины как по сложности тектонической структуры, так и по формационному ряду пермских отложений. Здесь отсутствует соленосная формация и появляются, начиная с кунгура, мощные толщи угленосных формаций, типичных для герцинских краевых прогибов. Позднейшая история развития этой территории характеризуется ингрессией сантонского моря, осадки которого развиты в пределах Печорского угленосного бассейна и встречаются в области западной увалистой полосы и в лемвинской зоне. Они трансгрессивно залегают на размытой поверхности нижнепермских отложений, а на притоках Лемвы наблюдался их контакт с силуром. Для Печорского угленосного бассейна, кроме того, характерны проявления вулканизма в верхнепермское время.

В восточной части Предуральского прогиба кунгурские и верхнепермские отложения отсутствуют. В разрезе силура, девона, карбона, сакмарского и артинского ярусов здесь нельзя отметить существенных отличий по сравнению с Шугорско-Ильичской впадиной. Можно указать на значительно большую площадь развития фаций лемвинского комплекса, но они относятся уже к области краевого прогиба геосинклинали.

Общие черты тектоники Печорского угленосного бассейна были выявлены в результате обширных геологических исследований, проводившихся здесь в течение последних десятилетий в связи с геологической съемкой, поисками, разведкой и эксплуатацией угольных месторождений. Это прежде всего работы А. А. Чернова, К. Г. Войновского-Кригера, Г. А. Чернова, Н. Н. Тихоновича, Т. Н. Пономарева, О. Л. Эйнора, Г. А. Иванова, Н. В. Шмелева, В. В. Погоревича, М. Н. Парханова, А. В. Македонова, В. В. Копериной, А. П. Ротая, А. И. Перциной, А. И. Елисеева и др.

были заложены еще в силурийское время и фиксируются в нижнедевонскую эпоху. По мнению указанных исследователей, на рубеже нижнего и среднего девона в Печорском крае происходит существенная палеогеографическая перестройка. В бассейне р. Верхней Печоры в средне- и верхнедевонское время фациальные зоны приобретают субмеридиональное направление. Эти данные дают возможность предполагать, что северо-западное и субмеридиональное направления в пределах рассматриваемой территории проявлялись одновременно, сменяя по времени друг друга. Очень возможно, что это в равной степени имеет место как в докембрии и нижнем палеозое, так и в верхнем палеозое и мезо-кайнозое. Это имеет исключительно важное значение для установления относительного возраста полярно-уральских и пай-хойских структур и их взаимоотношений, а также для решения целого ряда других вопросов тектоники нашего Севера. Все эти проблемы требуют постановки специальных тематических работ и составления крупномасштабных литолого-фациальных и палеогеографических карт — (Прим. ред.).

В последние годы ведутся геофизические исследования.

На основе проведенных работ были сделаны обобщения по тектонике Печорского угленосного бассейна А. Д. Архангельским, Д. В. Наливкиным, И. И. Горским, А. А. Черновым, Н. С. Шатским, О. Л. Эйнором и др. Наиболее полно вопросы тектоники освещены К. Г. Войновским-Кригером.

В основу настоящего очерка положены главным образом работы А. А. Чернова и К. Г. Войновского-Кригера.

Основной особенностью Печорского угленосного бассейна является развитие складчатых зон в общем антиклинального характера, которые выделены были К. Г. Войновским-Кригером (1956) под названием мегантиклиналей, и широких площадей синклиальной структуры, названных им мегасинклиналями.

При этом наблюдаются два основных направления в простирании этих структур: северо-восточное и почти перпендикулярное ему северо-западное.

В южной половине Печорского угленосного бассейна располагается мегантиклинальная структура гряды Чернышева, а к востоку от нее — мегасинклиналь Воркутской впадины, ориентированные в северо-восточном направлении параллельно основной складчатости Полярного Урала. Северную часть бассейна занимают перпендикулярные им структуры мегантиклиналей гряды Чернова и Коратаихской мегасинклиналей, протягивающиеся в северо-западном направлении параллельно Пай-Хою.

Гряда Чернышева ограничивает с запада Печорский угленосный бассейн. Южная часть ее отделяет Шугорско-Ильцкую впадину от Воркутской. Простирание гряды в этой южной части почти меридиональное, тогда как простирание складчатой структуры Урала на той же широте уклоняется к северо-востоку. Это дает основание рассматривать гряду Чернышева как виргацию Урала. На широте 66° гряда в свою очередь, уклоняется к северо-востоку, следуя изгибу в простирании слагающих ее структур.

На тектоническую природу гряды Чернышева высказывались различные точки зрения. Н. С. Шатский, отнесший всю область Большеземельской тундры к платформе, считал ее платформенной структурой — плакантиклиналью. С этим взглядом нельзя согласиться. Гряда Чернышева — интенсивно дислоцированная складчатая зона, характеризующаяся господством косых и опрокинутых к западу складок, осложненных надвигами. Они вполне сходны с соответствующими структурами западного склона Урала.

К. Г. Войновский-Кригер, как было указано, рассматривает ее как мегантиклиналь. Наиболее определенно охарактеризовал тектоническую природу хребта Чернышева А. А. Чернов, точку зрения которого можно принять. Сопоставляя данные упомянутых выше исследователей, лично познакомившихся с разрезами гряды Чернышева, и принимая в основном взгляды А. А. Чернова, можно рассматривать эту гряду как передовую структуру Уральского передового прогиба, представляющую складчатый горстообразный тектонический блок, ограниченный по своей восточной окраине большим сбросом, а по своей западной окраине — крутым надвигом. Палеозойские отложения гряды Чернышева интенсивно дислоцированы (рис. 101).

В пределах самой складчатой структуры гряды Чернышева надвиги играют значительную роль. Так же как и в области увалистой полосы, плоскости надвигов параллельны осевым плоскостям складок. Это говорит о синхронности надвигов и пликативных дислокаций. Большой сброс, прослеживающийся по восточной окраине гряды Чер-

нышева, наоборот, режет под некоторым углом к простиранию складки палеозойских пород. Он возник после основной фазы складчатости.

В бассейне р. Адзвы вдоль западной окраины гряды Чернышева прослеживается грабен, в котором зажата континентальная верхнепермская угленосная толща. Интересно отметить небольшой по пло-



Рис. 101. Северная оконечность гряды Чернышева. Река Нядейта, прорезающая поставленные на голову нижнекаменноугольные известняки. Фото Г. А. Чернова

щади базальтовый покров мощностью около 35 м, в северной части гряды Чернышева, в районе горы Тальбей, на р. Адзве (Баклунд, 1910, 1911б; Кулик, 1918). Он залегает на верхнепермских отложениях и покрывается мореной.

Излияние может быть связано с образованием грабена, и в этом случае определение возраста базальтов может помочь выяснению возраста дислокации. А. А. Чернов (1932) относит время излияния базальтов к промежутку между кимериджем и сантонским ярусом. Эйнор (1946) предполагает, что оно произошло в послелюрское время.

Аналогичные небольшие выходы базальтов имеются на реках Лек-Роговой и ее притоке Куш-вож по восточной окраине гряды Чернышева, но уже в пределах Воркутской впадины.

Л. Л. Хайцер (1959) высказал предположение о пермском возрасте тальбейских базальтов и базальтов р. Роговой, которые, по его мнению, принадлежат одному и тому же покрову, залегающему на границе между печорской и хейягинской сериями угленосной толщи. К этим же выводам о возрасте базальтов гряды Чернышева пришел А. Г. Комаров¹ на основании палеомагнитных исследований.

Л. Л. Хайцер связывает этот покров с пермским базальтовым покровом, выступающим в обнажениях близ пос. Хальмерью и вскрытого буровыми скважинами Верхне-Сырьягинского и Воргашорского месторождений. Вряд ли можно согласиться с таким объединением всех указанных выходов базальта в «единый покров».

В самой северной оконечности, вскрытой в разрезах притоков р. Адзвы — реках Джоляв-Надейты и Иджид-Надейты, гряда Чернышева представляет довольно симметричную антиклинальную складку. Недостаточная обнаженность не дала возможности установить, имеются ли здесь сбросы по восточной и западной окраинам гряды. Но несколько южнее, у горы Адак, на р. Усе, наличие сброса по восточному краю подтверждается данными бурения.

Воркутская впадина, располагающаяся между грядой Чернышева и Уралом, представляет, по А. А. Чернову, огромную мульду. В ее пределах получают развитие дислоцированные пермские угленосные отложения, мощность которых измеряется километрами. Западный борт этой мульды, ограниченной грядой Чернышева, сильно опущен; к востоку через систему все более суживающихся и все более глубоко денудированных складок она переходит постепенно в складчатую зону западного склона Урала. Воркутская впадина представляет основную территорию Печорского угленосного бассейна, к которой приурочены крупнейшие месторождения каменных углей пермского возраста. В ее пределах, в районе верховьев рек Усы и Воркуты, наблюдается ряд складчатых структур, осложненных мелкими складками и надвигами небольшой амплитуды. Здесь пермские отложения, как и более древние, часто поставлены на голову и дислоцированы в складки, опрокинутые к западу. В южных районах и в западной ее зоне характер складчатости меняется. Здесь получают распространение крупные складки с пологими крыльями с углами падения 20—30°.

Гряда Чернова и Коратаихская синклиальная впадина, тесно связанные с Пай-Хоем и входящие в состав Пай-Хойской складчатой системы, как назвал ее Н. С. Шатский (1948), подробнее рассматриваются в разделе, посвященном описанию Пай-Хоя. Определение геотектонического характера гряды Чернова и Коратаихской впадины и их положения в системе структур Уральской складчатой области тесно связано с той или другой оценкой положения Пай-Хоя в этой системе. К. Г. Войновский-Кригер рассматривает Коратаихскую и Воркутскую впадины, гряды Чернышева и Чернова и Пай-Хой как структурные элементы, тесно связанные с западным склоном Приполярного и Полярного Урала, с его предгорным прогибом. Он считает Пай-Хой, Коратаихскую впадину и гряду Чернова структурами, наложенными на Предуральский краевой прогиб. Простирание их перпендикулярно простиранию прогиба.

В свете новых данных по тектонике Полярного Урала, которые были изложены в разделе, посвященном описанию горной полосы, или Центрально-Уральского антиклинория, можно рассматривать Пай-Хой как ответвление западных структур горной полосы, а Коратаихскую

¹ См. статью А. Г. Комарова в настоящем томе.

впадину и гряду Чернова как структуры передового прогиба этой западной ветви.

Поскольку та и другая точки зрения находят сторонников, они обе будут освещены, с одной стороны, при описании Печорского угленосного бассейна, с другой стороны, при описании Пай-Хоя.

Гряда Чернова прослеживается от Воркутской антиклинали к Вашуткиным озерам. В рельефе она почти не выражена, но ясно выделяется по геофизическим данным и выходам на поверхность каменноугольных и девонских пород. Антиклиналь Синькина Носа, которую первоначально считали продолжением гряды Чернова, представляет, по-видимому, самостоятельную структуру, параллельную Пай-Хою.

Гряда Чернова отделяется от Пай-Хоя Коратаихской синклиналью, занимающей обширную площадь. По северо-восточному крылу ее, по правым притокам р. Коратаихи, выступают выходы палеозоя и расположены месторождения углей. Положение юго-западного крыла определяется Воркутской антиклиналью. К этому же крылу относятся, по-видимому, выходы палеозоя на о-вах Голенец и Большой Зеленец и на побережье Хайпудырской губы. В бассейне верховьев р. Силовы прослеживается юго-восточное центроклинальное замыкание складки. Здесь также имеются месторождения углей.

Западный склон Полярного и северной части Приполярного Урала можно рассматривать как восточное обрамление Печорского угленосного бассейна. Геоморфологически это западная увалистая полоса Урала, где палеозой интенсивно дислоцирован в линейные складки. В пределах увалистой полосы Приполярного и Полярного Урала можно выделить районы, отличающиеся некоторым своеобразием геологического строения.

С юга на север располагаются следующие районы: а) бассейн р. Косью, б) Лемвинская зона, в) район горного массива Енганэ-Пэ, г) район верховьев р. Кары и Константинова Камня.

Тектоника этих районов изучалась А. А. и Г. А. Черновыми (1940), В. В. Маркиным (1958), М. Е. Раабен (1959) и Ю. Е. Молдавanceвым.

Бассейн р. Косью от более южных районов Приуралья отличается тем, что здесь нет резкой границы между центральной зоной хребта, сложенной древними метаморфическими сланцами, и увалами западного склона хребта, где выступает палеозой. Метаморфические сланцы и тремадокские кварциты образуют в западной части горной полосы две громадные антиклинали, несколько опрокинутые к западу и ясно выраженные в рельефе. Это хребты Обе-Из и Саледы, о которых уже говорилось выше при описании структур горной полосы. К западу от хребта Обе-Из располагается огромная мульда, относящаяся к предгорному прогибу. Восточное крыло этой мульды осложнено мелкими складками второго порядка. Оно в бассейне р. Косью образует западную увалистую полосу. В пределах увалистой полосы степень дислоцированности пород постепенно возрастает с запада на восток, но надвиги, которые так характерны для бассейна рек Верхней Печоры и Илыча и играют еще значительную роль в бассейнах рек Щугора и Подчерема, здесь не отмечены. Наблюдаются местами лишь разрывы небольшой амплитуды. Река Косью и ее приток р. Кожим дают прекрасный разрез западного склона хребта, в котором можно наблюдать серию палеозойских отложений от ордовика до артинского яруса перми включительно (рис. 102). Здесь, по-видимому, выпадает только нижний девон, отсутствие которого в бассейне р. Косью отмечено В. В. Маркиным.

Пермские отложения слагают западную часть мульды, которая переходит в Воркутскую впадину.

Можно видеть, что строение западного склона Урала и примыкающей к нему западной части Предуралья прогиба в бассейне р. Косью существенно отличается от того, что приходится наблюдать в более южных районах, особенно в бассейне р. Верхней Печоры. На р. Косью в восточной части предгорий наблюдается более спокойная складчатость, надвиги отсутствуют и зональности фаций и структур в палеозое не проявляется. Наоборот, вдоль западной окраины мульды, у гряды Чернышева, дислокации палеозойских пород очень интенсивны, и складки осложнены надвигами.

При дальнейшем продвижении к северу в бассейн р. Лемвы мы вступаем в область развития своеобразного лемвинского комплекса палеозойских отложений, впервые выделенную К. Г. Войновским-Кригером (1945, 1955) как Лемвинская зона. Строение Лемвинской зоны резко отличается от строения западного склона Урала как в бассейне р. Косью, так и в более северных районах Приуралья. Простые структуры, вскрытые в разрезах р. Кожима, погружаются и замыкаются к северу от широтного участка этой реки.

Лемвинская зона располагается между областью погружения Ляпинского антиклинория в бассейне р. Кожима и областью воздымания краевых структур осевой зоны Урала в районе хребтов Манита-Нырды и Енганэ-Пэ. Это как бы обширная поперечная синклиналичная структура в области передового прогиба, центроклиналично замыкающаяся на севере и на юге.

В своем северном центроклиналичном окончании Лемвинская зона распадается на несколько самостоятельных синклиналей: Нияюскую, Пайпудинскую и др., граничащих с краевыми брахиантиклиналями Енганэ-Пэ и Манита-Нырды. В области южного воздымания Лемвинской зоны в бассейне Кожима появляется очень пологая Кожимская синклинали, в которой получает развитие характерный тисваизский песчано-сланцевый комплекс осадков. Выше было указано, что Н. П. Херасков допускает возможность непосредственной структурной связи Кожимской синклинали с Нижне-Тагильским синклиналием восточного склона Урала.

Лемвинская зона характеризуется развитием специфического литолого-фациального комплекса палеозойских отложений, сохраняющих свои основные особенности от ордовика до нижней перми включительно. Этот комплекс характеризуется преимущественным развитием сланцев, в частности глинистых и кремнистых, меньшим распространением песчаных фаций и подчиненной ролью известняков. Отмечается значительная метаморфизация осадочных пород и участие в сложении этого комплекса туфогенных образований и эффузивов, что необычно для палеозоя западного склона Урала. К. Г. Войновский-Кригер рассматривает отложения лемвинского комплекса как осадки геосинклиналичного типа, накопившиеся во внешнем прогибе геосинклинали. Эту же точку зрения развивает Н. П. Херасков (Сири и др., 1955 г.). Он проводит сравнение между формационными рядами Лемвинской зоны и Зилаирского прогиба Южного Урала, отмечая их большое сходство наряду с некоторыми своими местными особенностями. Указывается также на широкое распространение подобных отложений в силуре Южного Тянь-Шаня и Западной Европы. Не менее характерны и тектонические структуры Лемвинской зоны, что уже было отмечено выше. В ее пределах широкое развитие получают изоклиналичные складки, опрокинутые к западу, и весьма распространены пологие надвиги (рис. 103).

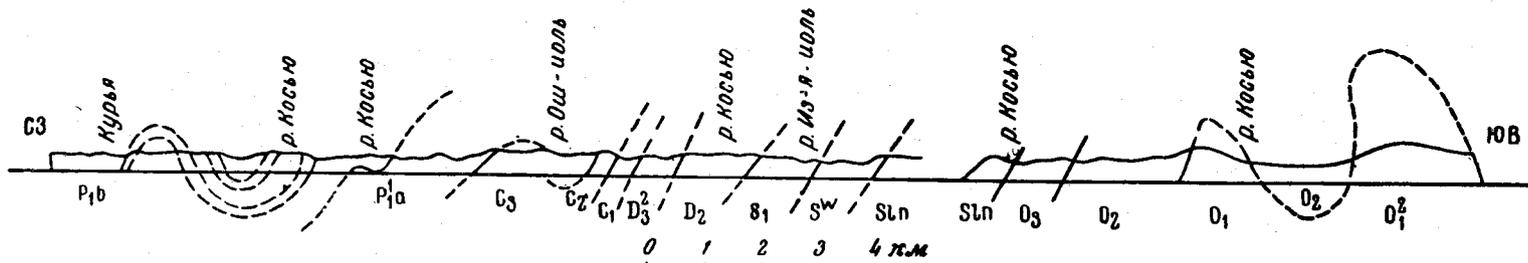


Рис. 102. Геологический профиль по р. Косью (по В. В. Маркину)

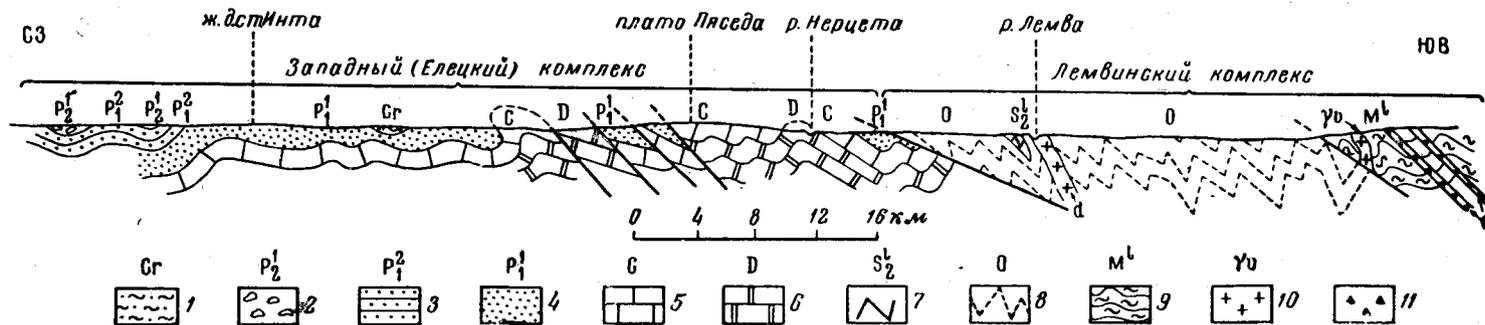


Рис. 103. Разрез западного склона Урала по линии Интинское каменноугольное месторождение — плато Паседа р. Хайма (по К. Г. Войновскому-Кригеру, Т. Н. Пономареву и А. П. Ротаю)

1 — песчаники (мел); 2 — конгломераты, песчаники, угли (верхняя пермь); 3 — песчаники, сланцы, угли (нижняя пермь); 4 — песчаники, сланцы (нижняя пермь); 5 — известняки, (карбон); 6 — известняки, доломиты, песчаники (девон); 7 — кремнистые, граптолитовые сланцы, птероподовые известняки; харотская свита; 8 — филлиты, известняки; филлитовая свита; 9 — метаморфические сланцы хараматалоуского комплекса; 10 — кварцевые диориты; 11 — диориты

Особенности литологического состава палеозойских пород и их залегание резко отличают Лемвинский комплекс от елецкого, развитого к западу от Лемвинской зоны и сходного с породами других районов Уральского передового прогиба. В ряде случаев наблюдается резкая смена отложений Лемвинской зоны осадками Елецкой без всяких переходных типов между ними.

Эти резкие отличия двух комплексов палеозоя, выделенных К. Г. Войновским-Кригером, привели его в свое время к представлению о покровном строении данного участка западного склона Урала и аллохтонном происхождении отложений Лемвинской зоны, которые сходны с породами, залегающими *in situ* лишь на восточном склоне и в осевой зоне Урала. Однако в последующие десятилетия данные, полученные В. В. Меннером, М. Е. Раабен, А. В. Хабаковым, К. П. Евсеевым и частью самим К. Г. Войновским-Кригером показали, что при резком различии, несомненно наблюдающимся между комплексами осадков Лемвинской и Елецкой зон, между ними все же существуют литологические переходы и оба комплекса имеют автохтонное залегание. Надвиги и сбросы, как показали работы названных и других исследователей, действительно широко распространены в пределах Лемвинской зоны, но связанные с ними перемещения отдельных блоков имеют сравнительно небольшую амплитуду.

При описании структуры Шугорско-Ильчской впадины было отмечено появление в верховьях рек Печоры и Уньи фаций силурийских и девонских отложений, частью совершенно тождественных соответственным отложениям Лемвинской зоны. Вместе с тем была отмечена связь между ундуляциями оси Центрально-Уральской складчатой зоны и распространением отложений лемвинской формации, которые появляются в местах погружения большого Ляпинского антиклинория. Область развития лемвинского фациального комплекса в верховьях Печоры может рассматриваться как аналог Лемвинской зоны Полярного Урала, занимающий, однако, меньшую площадь¹.

Следует отметить, что в бассейне Верхней Печоры фации лемвинского комплекса распространяются несколько дальше к западу в восточную краевую зону Предуральского передового прогиба и граничат по линии тектонического контакта с каменноугольными отложениями платформенного типа.

К западу от Лемвинской зоны Полярного Урала получает распространение карбонатная формация среднего и верхнего палеозоя, выделенная К. Г. Войновским-Кригером как елецкий комплекс. Значительное развитие отложений елецкого комплекса наблюдается в районе Енганэ-Пэ. Большое сходство отложений Елецкой зоны с соответствующими отложениями Русской платформы привело В. М. Страхова (1946), Н. М. Сергиевского (1956) и др. к представлению о платформенном характере этих отложений, захваченных складчатостью лишь при формировании здесь в верхнепалеозойское время краевого прогиба.

Между реками Лемвой и Ельцом в области развития лемвинской формации тремадокские кварциты или вовсе не выступают, или имеют крайнее ограниченное распространение. К северу от р. Ельца вновь появляются мощные толщи тремадокских кварцитов, образующие здесь ядра двух горных массивов антиклинального строения: Манита-Нырды

¹ В описании структуры Центрально-Уральского антиклинория и в очерке по орду и силуру настоящего тома было указано, что восточная часть области развития лемвинских фаций Верхней Печоры скрывается на юге в бассейне рек Елмы и Уньи под надвигом доордовикских метаморфических сланцев, слагающих горные массивы Мань- и Яны-Емти-Пьер. Поэтому нельзя уверенно говорить о размерах площади, занятой этими отложениями. В бассейне р. Вишеры они не обнаружены.

и Енганэ-Пэ, далеко выдвинутых к западу. Массив Манита-Нырда окружен силуром, выраженным в фациях лемвинского комплекса. Узкая Нияюсская депрессия отделяет его от массива Енганэ-Пэ, представляющего мощное брахиянтиклинальное поднятие, окруженное концентрическими полосами палеозойских отложений елецкого фациального комплекса, представленного в основном карбонатными осадками. Здесь можно проследить один из наиболее полных для Полярного Урала разрезов от ордовика до карбона включительно. К западу от Енганэ-Пэ верхнекаменноугольные отложения покрываются нижнепермскими осадками. К востоку от Енганэ-Пэ, т. е. в области, которая орографически относится к горной полосе, а тектонически граничит с краевым прогибом геосинклинали, проходит резкая тектоническая граница. Она обусловлена надвигами пород Лемвинского комплекса на Елецкий.

Строение западной увалистой полосы Урала в районе массива Енганэ-Пэ в общем сходно с тем, что приходится наблюдать в бассейне р. Косью в районе хребтов Саледы и Обе. Так же как и на р. Косью, здесь не намечается резкой тектонической границы между Центрально-Уральской складчатой зоной и передовым прогибом, надвиги не играют роли в структуре района и осадки елецкого комплекса не образуют чешуйчатых серий. В области развития карбона и перми наблюдается ряд складок, сначала опрокинутых на запад, а затем более симметричных.

Так, в области развития пермских пород в верховьях р. Усы можно часто наблюдать косые складки с поставленными на голову слоями западного крыла или складки, опрокинутые к западу. На Воркуте же наблюдается пологая складчатость с падением пластов в крыльях под углом 20—30°. Участок западного склона Полярного Урала в районе верховьев р. Кары и Константинова Камня был наиболее подробно исследован О. Л. Эйнором (1947), А. В. Хабаковым (1945), Г. А. Черновым (1948), затем Б. Я. Осадчевым (1951 г.) и В. И. Устрицким (1956). Эта область Западного Полярного Приуралья представляет западное крыло основного антиклинория горной полосы, отличающееся некоторыми особенностями тектоники, в частности наличием крупных разрывов и изменением простирания слоев в связи с переходом в структуры Пай-Хоя. Эти вопросы были подробно освещены в описании северной части Полярного Урала. Было также отмечено, что эта область характеризуется мощным развитием тремадокских кварцитов и конгломератов, в связи с чем по западной окраине горной полосы появляются высокие горные массивы, сложенные из этих пород. В центральной части горной полосы широко развиты гнейсовидные граниты. Обычно в участках подобного строения, соответствующих областям воздымания оси Центрально-Уральского антиклинория, наблюдается спокойная складчатость в области Предуральского прогиба. В северной части Полярного Урала этого отметить нельзя. Палеозой прогиба интенсивно дислоцирован. Ставя вопрос о причинах такого несоответствия обычному структурному плану областей воздымания Северного Урала, надо прежде всего отметить, что граница центральной зоны хребта и Приуралья проходит здесь на значительном протяжении по линии Карского надвига.

По данным О. Л. Эйнора (1946а), К. Г. Войновского-Кригера (1945) и С. Г. Боч (1956 г.), этот надвиг прослеживается на протяжении более 500 км от оз. Осоевой до р. Лемвы.

Б. Я. Осадчев, считающий Карский надвиг результатом последних проявлений пфальцской фазы герцинской складчатости, предполагает, что образование его было одной из причин сильнейшей дислокации прилегающих областей Западного Приуралья. Среднепалеозойские

толщи смяты в сложные крутые, иногда опрокинутые складки различной амплитуды. В смятии согласно участвуют верхнеордовикские, силурийские, девонские и нижнекаменноугольные породы. Сопряженность складчатости указывает на единую дислокационную фазу.

Наиболее крупная структура — Лядгейский антиклинорий, установленный Б. Я. Осадчевым в среднем течении рек Большой Лядгеи и Оче-Ты-вис (рис. 104). Ядро антиклинория сложено силурийскими известняками, на крыльях развиты девонские толщи. Осевая плоскость антиклинория круто наклонена на юго-восток, т. е. так же, как плоскость Карского надвига. На юге эта структура почти вкрест простирается срезана сбросом. Дизъюнктивные дислокации обрамляют в верхнем течении р. Парус-Делье-шор участок, в котором сохранились среднекаменноугольные отложения. Они залегают здесь в грабене между Карским надвигом и тектоническим разрывом северо-восточного направления и граничат с востока с кембрийскими, а с северо-запада — с силуро-девонскими отложениями. В основании среднекаменноугольных слоев залегают конгломерат с гальками пород, содержащих фауны этрена, турне и визе.

Складки среднепалеозойских отложений следуют простираанию структур горной полосы и участвуют в повороте этих структур к северо-западу, прослеженному Б. Я. Осадчевым. В этом повороте и переходе к пай-хойскому простираанию принимают участие и верхнепалеозойские толщи, развитые дальше к западу и юго-западу от горной полосы Урала уже в пределах Печорского угленосного бассейна. При описании структур Центрального антиклинория Полярного Урала было указано, что его главная западная структура — Няремский антиклинорий — продолжается в Центральном антиклинории Пай-Хоя. Наличие Карского надвига, как бы отделяющего Пай-Хой от Урала, не нарушает этой связи и четкой картины изгиба складок, видимой на аэрофотоснимках.

Параллельно изгибу этой основной структуры Центрально-Ураль-

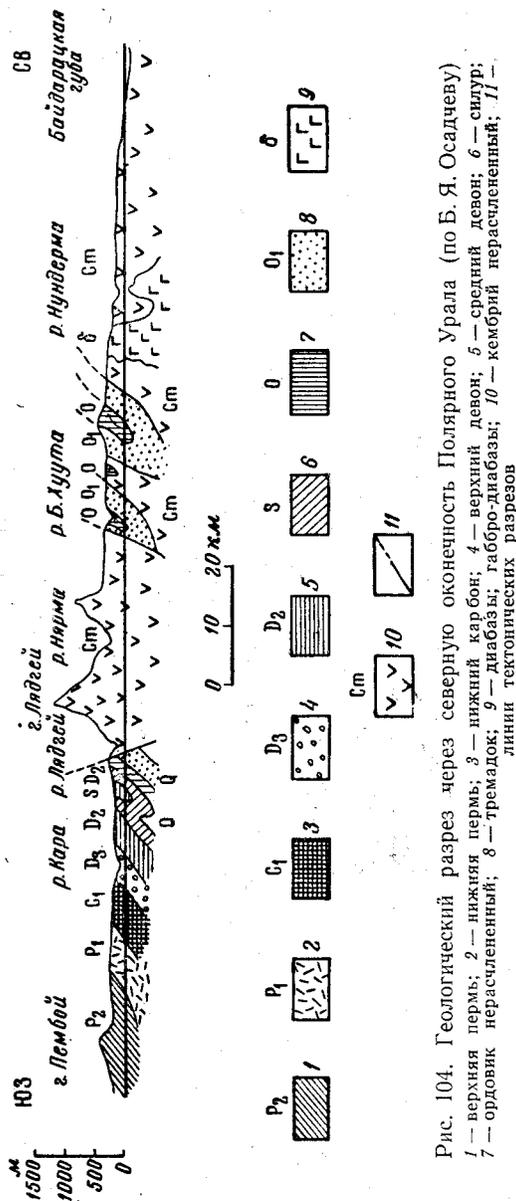


Рис. 104. Геологический разрез через северную оконечность Полярного Урала (по Б. Я. Осадчеву): 1 — верхняя пермь; 2 — нижняя пермь; 3 — нижний карбон; 4 — верхний девон; 5 — средний девон; 6 — силур; 7 — ордовик нерасчлененный; 8 — тремадок; 9 — диабазы; габбро-диабазы; 10 — кембрий нерасчлененный; 11 — линии тектонических разрезов

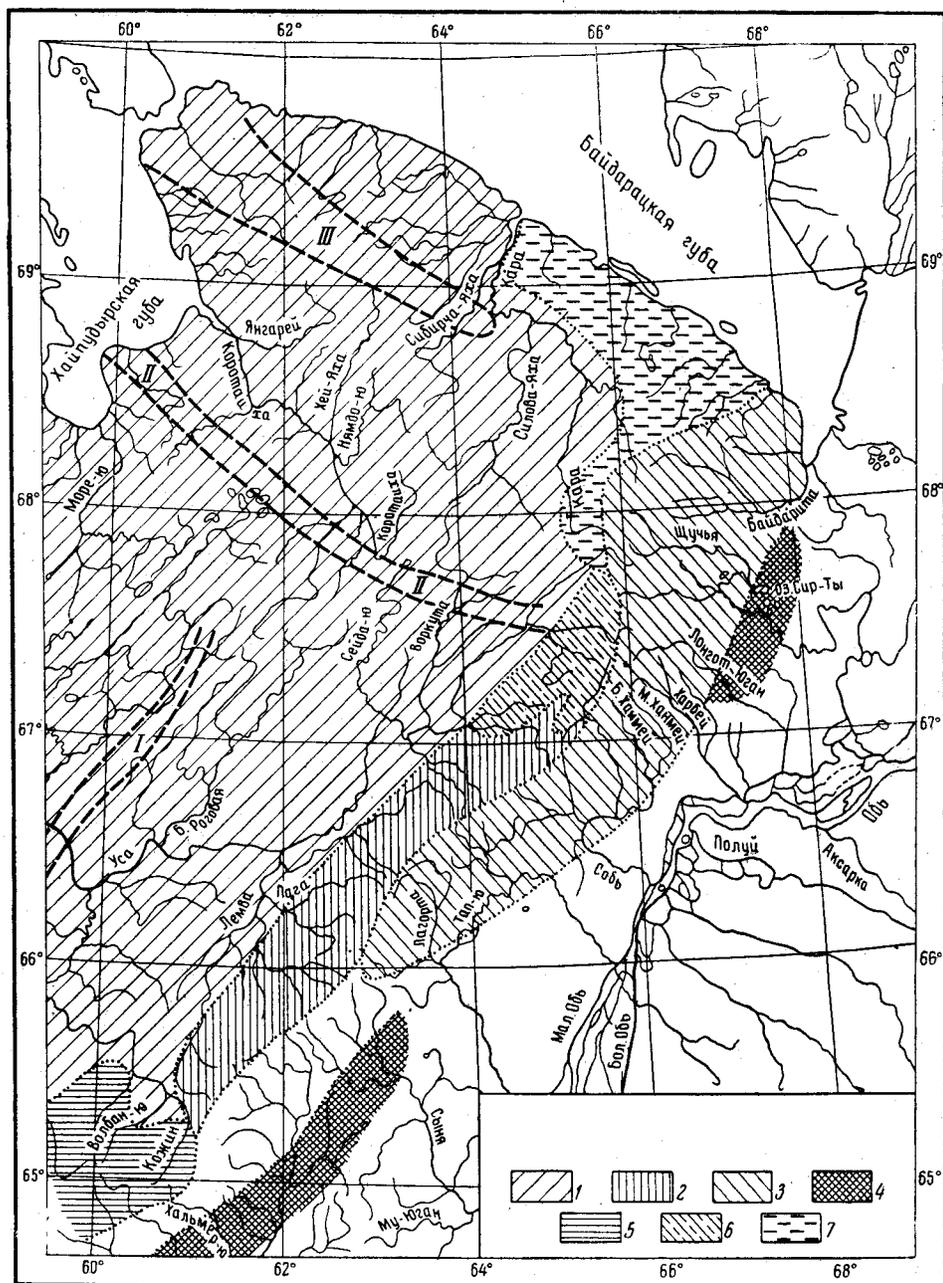


Рис. 105. Схема геотектонического районирования западного склона Полярного Урала и прилегающих областей (по К. Г. Войновскому-Кригеру)

1 — краевой прогиб (Печорский угленосный бассейн); 2 — Лемвинский внешний прогиб геосинклинальной области (Лемвинская зона); 3 — Полярно-Уральский антиклинорий; 4 — Зеленокаменный прогиб восточного склона Полярного Урала; 5 — поднятие Исследовательского кряжа; 6 — Естовисско-Пайпудыское поднятие; 7 — Карский внешний прогиб. Мегантиклинали в краевом прогибе: I — гряда Чернышева; II — поднятие Чернова; III — Пай-Хой

ского антиклинория намечается заворот структур Предуральского краевого прогиба. Можно установить связь Воркутской антиклинали с грядой Чернова и отнести последнюю, так же как и Коратаихскую впадину, к передовым структурам Пай-Хойской складчатой области. В свете этих данных, можно рассматривать Пай-Хой как виргацию западной части складчатой системы Урала.

О том, что гряда Чернова и Коратаихская мегасинклиналь представляют передовые структуры Пай-Хоя, писал Н. С. Шатский (1948) еще до работ Осадчева. Он развивал тогда представление о самостоятельности Пай-Хоя. Установление связи между Пай-Хоем и Уралом не меняет сущности вопроса о принадлежности гряды Чернова и Коратаихской впадины к структурам краевого прогиба. Только прогиб этот приходится рассматривать в системе структур северо-западной ветви или виргации Урала.

С этой точки зрения территорию Печорского угленосного бассейна (не включая в нее Пай-Хоя) действительно можно считать областью краевого прогиба Уральской складчатой системы. Резкое изменение простирания структур в южной и северной частях бассейна объясняется резким изгибом заворачивающей к запад-северо-западу Пай-Хойской ветви, которому следуют структуры краевого прогиба.

Совершенно иначе рассматривает структуру Печорского угленосного бассейна К. Г. Войновский-Кригер, который относит к нему в качестве мегантиклинали и мегасинклинали краевого прогиба также Пай-Хой и Карский синклиний (рис. 105). В связи с этим расширением границ Предуральского краевого прогиба и Печорского угленосного бассейна, в концепции К. Г. Войновского-Кригера ее правильнее рассмотреть после описания структур Пай-Хоя.

Пай-Хой

Начало геологического изучения Пай-Хоя следует относить к 1771 г., когда В. Ф. Зуев проехал из Обдорска зимним путем до Карской губы. Для этого района он дает первое описание отдельных скалистых выходов горных пород. Затем краткие сведения по горным породам полуострова имеются в трудах А. Кейзерлинга (Keyserling, 1846), Р. И. Мурчисона (1849), А. Г. Шренка (1855), Э. Гофмана (1856), Н. А. Кулика (1944).

Первый, более обстоятельный очерк геологического строения Пай-Хоя приводится в работе Э. Гофмана (1856). Затем до начала двадцатого столетия на Пай-Хое никаких геологических исследований не проводилось. Лишь в 1914 г. Н. А. Кулик (1922) приступает к рекогносцировочным исследованиям северо-западного побережья Югорского полуострова от ст. Хабарова почти до устья р. Коратаихи. В результате он указал на присутствие здесь отложений всех систем палеозоя и, в частности, всех трех отделов каменноугольной системы. Списки собранной им фауны верхнего карбона были опубликованы Г. Н. Фредериксом (1921). Более детальное изучение Пай-Хоя началось только после Октябрьской революции. В 1931—1932 гг. на Пай-Хой был направлен ряд партий для проведения маршрутной геологической съемки. В западной части Югорского полуострова работали Е. А. Кузнецов (1938), Н. Н. Иорданский (1931 г., 1932, 1939), в центральной части — Л. А. Косой и Н. К. Нефедов (1936), в юго-восточной — И. Л. Рыскуков. Кроме того, необходимо отметить работы А. А. Музылева, Н. А. Преображенского и И. П. Сущинского.

В 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя по поручению Полярной комиссии Академии наук проводили съемку А. А. Чернов (1936а),

Г. А. Чернов (1936), Е. А. Шебарова (1936), В. В. Коперина (1936), Е. А. Муравьев (1936). Этими исследователями для Пай-Хоя впервые была дана общая схема тектоники полуострова. Кроме того, эти же исследователи впервые для Пай-Хоя разработали достаточно обобщенную схему стратиграфии среднего и верхнего палеозоя и, кроме того, на юго-западном склоне полуострова обнаружили месторождения углей пермского возраста. Большое значение также имели работы экспедиции Всесоюзного арктического института, проведенные под руководством Н. А. Кулика (1936а, 1938). Они уточнили стратиграфию палеозоя Пай-Хоя: Б. Б. Чернышевым (1941) был изучен силур; С. Н. Волковым (1938, 1944), А. К. Крыловой (1940а, б, 1941) — карбон и девон; А. В. Хабаковым (1945) и В. Н. Кузнецовым (1939) — пермь.

Работы всех этих исследователей дали первое общее представление о тектонике Пай-Хоя.

В дальнейшем более детальным изучением были охвачены отдельные районы: 1) область Урало-Пай-Хойского «стыка» — А. В. Хабаков (1945), О. Л. Эйно́р (1946б), Г. А. Чернов (1949 г.), Б. Я. Осадчев (1950 г.); 2) область Карского побережья Северо-Восточного Пай-Хоя — А. В. Хабаков (1946); 3) угленосные районы Пай-Хоя — О. Л. Эйно́р (1941), Н. А. Преображенский, Н. В. Шмелев (1944, 1947а, 1948) и др.; 4) район Амдермы — П. В. Виттенбург (1940), Б. Б. Чернышев; 5) Юго-Восточный Пай-Хой — Г. А. Чернов и др. (1936); 6) Центральный Пай-Хой — В. И. Устрицкий (1951 г.), А. М. Иванова и др. (1957).

Работы, проведенные за последние 10—12 лет на Пай-Хое, позволили установить, что Пай-Хой представляет антиклинорий, погружающийся по направлению к юго-востоку и граничащий на северо-востоке и юго-западе с двумя крупными параллельными ему синклинальными структурами: Коратаихской и Карской мегасинклиналями.

Антиклинальная структура Пай-Хоя была первоначально установлена для северной части этого полуострова Е. А. Кузнецовым (1938). Этот исследователь рисует здесь веерообразный антиклинорий, в ядре которого выступают ордовик и метаморфические сланцы, его подстилающие. Антиклинорий простирается здесь почти меридионально. В его западном крыле складки опрокинуты к западу, а в восточном — к востоку. К востоку опрокинуты в большинстве случаев и складки метаморфической толщи ядра. Для ордовика характерны большие тектонические разрывы, которые Кузнецов считает надвигами. Представление о Пай-Хое, как сложной веерообразной антиклинальной структуре, нашло в дальнейшем подтверждение в упомянутых выше работах геологов, изучавших другие части полуострова.

Центральная часть антиклинория Пай-Хоя сложена кембрийскими (?) метаморфическими породами (рис. 106). Они представлены сложным комплексом разнообразно окрашенных кварцитовидных и туфогенных песчаников, конгломератов, серицит-глинистых сланцев с редкими и маломощными прослоями известняков. Существенную роль играют эффузивы: порфириды, альбитофиры, туфы и туффиты. На эту древнейшую обломочно-туфогенную толщу Пай-Хоя налегает толща пестрых серицит-глинистых сланцев верхнего кембрия(?).

От центральной осевой части Пай-Хоя к его периферии выступают все более и более молодые отложения от ордовика до перми включительно.

Картину общего антиклинального залегания и постепенного перехода к относительно слабо нарушенным верхнепермским отложениям

Большеземельской тундры можно наблюдать на южном и юго-западном склоне Пай-Хоя.

Наблюдения, проведенные на юго-западном склоне, устанавливают наличие опрокинутой к западу и юго-западу складчатости второго порядка, осложненной небольшими надвигами, развивающимися из опрокинутых складок. Кроме того, отмечены значительные перерывы в серии последовательно отлагавшихся осадков палеозоя. Так, почти везде на Пай-Хое нижний девон не может быть выделен. Б. Я. Осадчев и В. И. Устрицкий лишь предположительно включают его в состав нерасчлененной силуро-девонской толщи. Между тем тентакулитовые известняки, которые В. И. Устрицкий относит к нижнему девону, принадлежат скорее к силуру, так как в районе Амдермы в них были найдены представители *Monograptus*.

Материалы А. К. Крыловой, Н. А. Кулика, Б. Я. Осадчева, А. А. Чернова, Б. Б. Чернышева и др. достаточно убедительно указывают на несогласное залегание среднего девона на более древних отложениях. Так, песчано-сланцево-мергелистая толща низов среднего девона с *Eospirifer rollandi* Barrois лежит на различных горизонтах верхнего силура: тентакулитовых известняках, известково-сланцевой толще с *Monograptus* и известняках с *Megalomus* sp., *Favosites gothlandicus* L. Нижний девон на Пай-Хое доказан у Пыткова Носа, где А. К. Крылова (1940) обнаружила маломощные известняки герцинского типа с *Karpinskya conjugula* Tschern. В других пунктах полуострова нижний девон достоверно не установлен. Имеются все основания предполагать, что он из разрезов выпадает. По данным А. К. Крыловой, Н. А. Кулика, Б. Б. Чернышева и др., для Пай-Хоя устанавливается континентальный режим в низах среднего девона. Для юго-западного склона полуострова этот режим неустойчив. Он местами прерывается морской трансгрессией в эйфеле, а на северо-восточном склоне Пай-Хоя континентальный режим, по-видимому, сохраняется до второй половины живета. Этот перерыв в отложениях среднего девона скорее всего следует объяснить эпейрогеническими поднятиями.

Почти на всем протяжении юго-западного склона Пай-Хоя от р. Силовы до Бельковской губы так же, как и в районе Воркуты и в гряде Чернова, можно наблюдать непосредственное налегание нижней перми на отложения нижнего карбона, что и отражено на геологической карте Пай-Хоя, составленной Б. Я. Осадчевым в 1951 г. Для района р. Силовы на Пай-Хое и в верховьях р. Усы на Полярном Урале это впервые было отмечено Н. Н. Иорданским (1932,

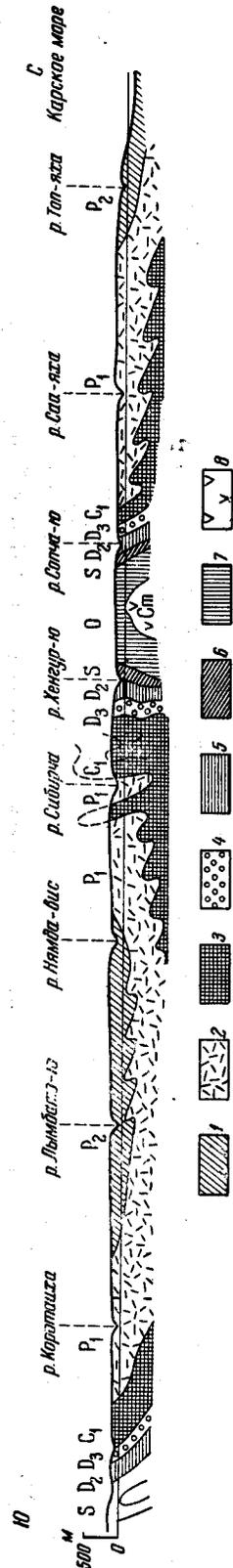


Рис. 106. Геологический разрез через хребет Пай-Хой (условные обозначения см. рис. 104; пттиками [8] на разрезе обозначен кембрий нерасчлененный)

1934). Он выдвинул предположение о наличии здесь перерыва в осадконакоплении между нижнекаменноугольной и нижнепермской эпохой. А. А. Чернов (1936б) также считал, что средне- и верхнекаменноугольные отложения на значительном протяжении юго-западного склона полуострова отсутствуют. После этого предположение о длительном эпейрогеническом поднятии, начавшемся в среднем карбоне и сменившемся опусканием только в нижнепермскую эпоху, стало общепризнанным. Однако дальнейшие исследования обнаружили в северо-западной части Пай-Хоя, к югу от Югорского Шара, небольшую полосу отложений, в которых А. К. Крылова (1940) собрала фауну среднего и верхнего карбона. Средний карбон был обнаружен А. В. Хабаковым (1946) также и в Северо-Восточном Пай-Хое в бассейне р. Кары (по р. Осовею, по западным берегам озер Большого и Малого Осовеи-То). Отложения верхнего карбона в пределах Пай-Хоя пока предположительно указываются в районе Хайпудырской губы. В. И. Устрицкий и некоторые другие исследователи относят эти отложения к сакмарскому ярусу нижнего отдела пермской системы.

Важно отметить, что в конгломератах, лежащих в основании пермской толщи, встречены гальки с фауной нижнего и среднего карбона и что средний карбон, в свою очередь, ложится трансгрессивно на нижний. В базальных конгломератах, содержащих в цементе фораминиферы московского яруса, встречаются гальки с фауной девона и нижнего отдела каменноугольной системы. Такие конгломераты, например, известны на Северо-Восточном Пай-Хое в бассейне р. Кары.

Эти новые данные несколько изменяют представление о длительности и времени проявления тех эпейрогенических колебаний, которыми обусловлено обычное для Пай-Хоя непосредственное налегание нижнепермских отложений на нижнекаменноугольные. По-видимому, можно предположить две фазы поднятий. Первая, в начале среднекаменноугольной эпохи, была более кратковременной и вскоре сменилась опусканием и трансгрессией среднекаменноугольного моря. Вторая фаза поднятий имела место в верхнем карбоне. Она, вероятно, охватила не всю область Пай-Хоя. Местами верхнекаменноугольное море сохранилось почти до начала перми, и осадки его уцелели от полного размыва. На большой же части территории поднятия начались раньше, в связи с чем и были размыты как среднекаменноугольные слои, так и успевшие отложиться верхнекаменноугольные осадки.

Северо-восточный склон Пай-Хоя несколько отличается от юго-западного. Разрез палеозойских отложений северо-восточного крыла антиклинория менее полный. Здесь можно наблюдать продольные разрывы типа крутых надвигов. По-видимому, в ряде случаев толщи весьма различного возраста соприкасаются по линиям тектонических контактов. Местами из разреза целиком выпадает верхний девон и наблюдается тектонический контакт среднего девона с нижним карбоном, а иногда и с нижней пермью.

Б. Я. Осадчев указывает на различие фаций в крыльях Пай-Хойского антиклинория. Он считает, что уже в ордовике и силуре можно проследить на Пай-Хое аналоги Лемвинской и Елецкой структурно-фациальных зон западного склона Полярного Урала. Отложения первой развиты на северо-восточном склоне, осадки второй — на юго-западном. Различие этих зон сохраняется до конца палеозоя. Эта точка зрения поддерживается К. Г. Войновским-Кригером и развивается также В. И. Устрицким (1936 г.). Однако в нее должны быть, по-видимому, внесены некоторые поправки. По данным С. Н. Волкова (1938, 1944, 1956), П. В. Виттенбурга (1940), А. К. Крыловой (1940), силурийские

отложения Пай-Хоя однотипны на всей его территории. Нижнедевонские отложения часто выпадают из разрезов, как было указано выше, а там, где они развиты, распространены известняки с *Karpinskya conjugula*. Фациальные отличия устанавливаются только со среднего девона. В северо-восточном крыле живетский ярус, верхний девон, турне и низы визе представлены главным образом терригенными сланцевыми и песчано-сланцевыми фациями. В юго-западном крыле, наоборот, отложения этих же стратиграфических горизонтов развиты преимущественно в карбонатных фациях. К этому можно добавить указания О. Л. Эйнора (1941) на более значительную литификацию нижнепермских отложений более северных районов Пай-Хоя. В юньянской нижнепермской свите на севере встречаются типичные кровельные и аспидные сланцы. Антиклинорий Пай-Хоя построен симметрично в своей центральной части, но характер его крыльев неодинаков.

В палеозойских отложениях Пай-Хоя широко распространены габбро-диабазы, образующие пластовые интрузии и дайки. Особенно широкое развитие они получают в зеленокаменной метаморфической толще и в ордовике. Петрографическое их описание составлено Н. В. Яцюк (Волков и Яцюк, 1937а). В настоящее время различают на Пай-Хое две группы диабазов.

По В. И. Устрицкому и Б. Я. Осадчеву, диабазы и габбро-диабазы первой группы на Пай-Хое представлены пластовыми интрузиями досреднедевонского возраста. Диабазы второй группы, обнажающиеся в нижнем течении р. Сопчи, В. И. Устрицкий условно относит к перми и сопоставляет с базальтами р. Силовы среди верхнепермских отложений (Эйно́р, 1946а).

Б. Я. Осадчев указывает на разрывы, послужившие проводниками верхнепалеозойской габбро-диабазовой магмы. Излияние базальтов и андезитов-базальтов верховьев р. Силовы и района Карской губы он относит к границе казанского и татарского веков. В дальнейшем (в послетатарское время) эти базальты подверглись смятию вместе с вмещающими их породами.

Большой интерес представляют выходы кайнотипных вулканогенных брекчий в области северо-восточного крыла. Впервые они были описаны Н. Н. Иорданским (1933б) на р. Каре; затем петрографически были изучены И. Л. Рысюковым (1939). Брекчии состоят из обломков палеозойских пород, сцементированных тонкообломочным туфогенным материалом и свежим вулканическим стеклом.

По возрасту Н. Н. Иорданский считал их синхроничными базальтам Большеземельской тундры. И. Л. Рысюков (1939) отнес эти образования к кайнозой. Он устанавливает, что образование кайнотипных вулканических брекчий Пай-Хоя произошло после нижнего сантона. Не исключена возможность и третичного их возраста.

Для объяснения происхождения карских туфобрекчий И. Л. Рысюковым (1939) была выдвинута гипотеза внезапного фреатического взрыва из нескольких очагов. В пользу этой гипотезы говорят громадные размеры некоторых глыб (с диаметром в несколько метров), включенных в вулканогенную брекчию; незначительное участие в составе туфобрекчии пирокластики и крайне неравномерная сгруженность обломков. Часть продуктов фреатического взрыва, по И. Л. Рысюкову (1939), отложилась в прибрежной полосе мелкого моря, часть — в прибрежных континентальных условиях.

Кроме верхнемеловых отложений, впервые обнаруженных О. Л. Эйно́ром (1946), на северо-восточной окраине Пай-Хоя развит, по-видимому, и нижний мел. Так, например, глыба угля с апт-альбской пылью и спорами, найденная в туфобрекчиях р. Сай-яха, указывает на бывшее

развитие в пределах Югорского полуострова характерных для арктических районов Азии угленосных нижнемеловых отложений.

Таким образом, северо-восточный склон Пай-Хоя отличается от юго-западного проявлением мезозойской (или кайнозойской?) вулканической деятельности.

При более детальном изучении структуры антиклинория Пай-Хоя ясно выступает дисгармоничная складчатость различных свит палеозоя. Она обусловлена различной реакцией на сжатие тонкослоистых некомпетентных осадков и крепких компетентных слоев. Дисгармоничная складчатость принималась иногда за несогласное залегание. Ярким примером чрезвычайно прихотливой складчатости тонкослоистых свит может служить верхнедевонская, нижнекаменноугольная и пермская толщи Карского района и северо-восточного склона Пай-Хоя, которая была детально описана О. Л. Эйнором (1941) и П. С. Вороновым (1951, 1956).

Они указывают, что сложность тектонических форм усиливается по направлению с запада на восток и с юга на север при приближении к оси Пай-Хоя. Изменение интенсивности складчатости с юга на север особенно ярко выражено в пермской толще, на что в свое время обратил внимание Н. Н. Иорданский. Но нельзя не отметить, что усложнение тектонических форм в этом направлении происходит параллельно с появлением более древних горизонтов перми. Это усложняет выяснение причины отмеченной закономерности. Параллельно с усложнением складок в северном направлении резко усиливается литификация пермских отложений. Приведенное О. Л. Эйнором описание тектоники нижнепермских отложений Северо-Восточного Пай-Хоя можно было бы повторить почти для любой области развития дислоцированных нижнепермских осадков западного склона Урала. Сложная мелкая складчатость этой толщи зависит от ее механических свойств и способности к смятию и не является доказательством повторных дислокаций после основной фазы орогенеза, как это иногда предполагают (Эйно́р, 19466).

Для области распространения пермских осадков угленосного района Северо-Восточного Пай-Хоя в целом О. Л. Эйно́р устанавливает синклиналиное строение и рассматривает этот район как крупный синклино́рий северо-западного простирания, причем большую часть площади занимает юго-западное крыло синклино́рия. Это совпадает с представлениями К. Г. Войновского-Кригера, который рисует к северо-востоку от «мегантиклина́ли» Пай-Хоя «Карскую мегасинклина́ль». Северное крыло ее находится на дне Карского моря. Юго-западный склон Пай-Хоя является вместе с тем северо-восточным крылом Коратаихской мегасинклинали. Строение этой закрытой структуры еще недостаточно выяснено. Предполагалось, что в пределах мегасинклиналей Печорского угольного бассейна развиты пологие купола и депрессии, и строение их простое. Но, по данным геологической съемки (М. С. Бельский), Коратаихская мегасинклиналь, возможно, даже на всей своей ширине, смята в крутые складки. По указанию Войновского-Кригера (1948б), складки пермских пород северного и южного крыльев наблюдаются и в центре мегасинклинали без признаков затухания, но с переходом в более высокие свиты. Это несколько противоречит указаниям Иорданского и Эйно́ра на постепенное упрощение складок пермских отложений по мере удаления от хребта. На востоке Войновский-Кригер рисует спокойное центроклинальное замыкание Коратаихской структуры и связывает это с развитием здесь верхнепермских конгломератов паембойской свиты. Эти жесткие компетентные породы образуют более мягкие и пологие складки.

Гряда Чернова ограничивает Коратаихскую мегасинклиналь с юго-запада и протягивается параллельно Пай-Хою. Как уже отмечалось, она очень слабо выражена в рельефе и отмечена только узкими разобщенными по простиранию гривками известняков. Полоса таких грибок, прослеживающаяся от Воркутского района до Синькина Носа, и получила первоначальное название «поднятие Чернова». В дальнейшем, как уже было указано, выяснилось, что поднятие Чернова протягивается до Вашуткиных озер, а выходы известняков Синькина Носа принадлежат самостоятельной структуре того же направления.

Строение гряды Чернова вскрывается в отдельных точках в долинах рек, и полное представление о ее структуре может быть получено лишь путем бурения.

В настоящее время основные сведения о стратиграфическом разрезе и структуре поднятия Чернова дают работы Д. К. Александрова и И. Н. Шебаловой (1944 г.) и Г. А. Чернова (1956). Ими установлено развитие здесь силура, среднего и верхнего девона и нижнего карбона (рис. 107). Отложения, предположительно выделяющиеся как нижний девон, представлены серыми, частью темными кристаллическими известняками, в которых найден только *Spirifer cf. octoplicatus* Hall, не устанавливающий возраста. Эта толща условно отнесена к нижнему девону главным образом на основании сравнения с разрезами нижнего девона смежных областей.

В тектоническом отношении гряда Чернова, по данным указанных исследователей, представляет антиклинальную структуру, являющуюся, по мнению Б. Я. Осадчева, продолжением Воркутской антиклинали. Наблюдаются неоднократные поднятия и погружения оси этой структуры. Простирание среднего палеозоя остается все время постоянным, за исключением небольших отклонений, обусловленных брахискладчатостью второго порядка. Основная фаза тектогенеза, по мнению вышеупомянутых исследователей, как и на Пай-Хое, проявилась в конце перми и начале триаса.

В последнее время геофизические исследования установили вдоль северного борта гряды Чернова зону крупных разломов, как бы разделяющую Печорский угленосный бассейн на две части: северную — опущенный блок (Коратаихскую мегасинклиналь) и южную — приподнятый блок, охватывающий всю остальную часть бассейна. Основываясь на этом, Афанасьев (1959 г.) рассматривает гряду Чернова не как антиклиналь, а как северный борт южного блока бассейна.

Наличие сбросов по северному борту гряды Чернова не противоречит представлению о ее первоначально складчатой структуре, и соотношения ее с опущенной Коратаихской мегасинклиналью очень напоминают соотношения гряды Чернышева и Воркутской мегасинклинали.

Ось Центрального антиклинория Пай-Хоя, совпадающая с водораздельной областью хребта, изменяет свое простирание от почти меридионального у пролива Югорский Шар до почти широтного, в области нижнего течения р. Силовы и устья р. Лядгея. Вместе с тем ось Пай-Хойского антиклинория плавно погружается в юго-восточном направлении. В связи с этим с северо-запада на юго-восток наблюдаются смена пород, слагающих осевую часть Пай-Хоя. В его северо-западной окраине на дневную поверхность выступают наиболее древние породы кембрия и ордовика, прослеживающиеся в юго-восточном направлении, до верхнего течения р. Хенгур-ю и среднего течения р. Сибирча-яха, слагая ядро Пай-Хойского антиклинория. Далее к юго-востоку ордовикские свиты погружаются под силурийские.

К западу от р. Силovy ось Пай-Хойского антиклинория погружается более круто, и в области его периклинального замыкания происходит быстрая последовательная смена силурийских пород среднедевонскими, верхнедевонскими и каменноугольными.

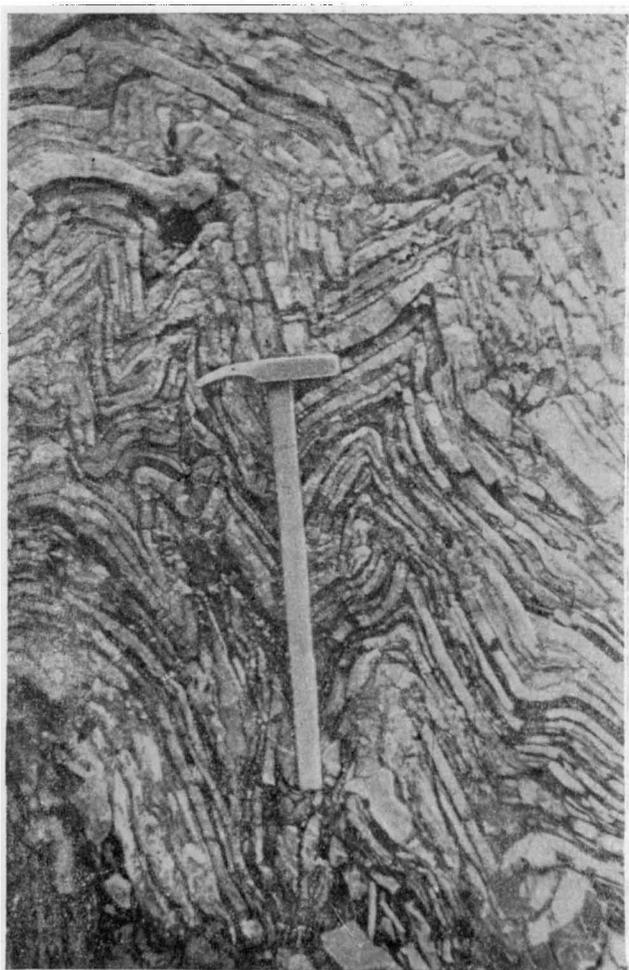


Рис. 107. Сильно смятые известняки силура, слагающие поднятие Чернова. Фото Г. А. Чернова

Наибольшее погружение Пай-Хоя наблюдается в области нижнего течения р. Силovy. Далее к юго-востоку ось структуры вздымается и приобретает волнистый характер, а затем испытывает крутой изгиб простираения, переходя в уральские структуры. С волнистыми воздыманиями и погружениями оси связано появление брахиантиклиналей по левобережью р. Кары в области северной окраины Полярного Приуралья.

Погружение складок в районе Урало-Пайхойского сочленения, наличие брахиантиклинальных структур и крупного разрыва по линии Освейско-Карского надвига сильно осложняют общую картину взаимоотношений уральских и пайхойских структур. Вопрос о характере тектонической связи между Уралом и Пай-Хоем до сих пор еще вызывает разногласия.

Три основные точки зрения на этот вопрос были высказаны еще самыми первыми исследователями Северо-Востока Европейской России на основании главным образом орографических наблюдений. Эти взгляды в разных модификациях и с различным геологическим обоснованием повторялись в дальнейшем геологами, изучавшими Пай-Хой или составлявшими обобщающие сводные работы по тектонике Урала и Севера Европы.

Еще в 1771 г. В. Ф. Зуев, проезжавший от Обдорска по р. Щучьей до Карской губы, высказал предположение о том, что Уральский хребет в Заполярье поворачивает к северо-западу и переходит в Пай-Хой. Позднее эту точку зрения поддерживал А. Кейзерлинг (Keyserling, 1846). К ней примкнул и Р. И. Мурчисон (1849). А. Г. Шренк (1855) считал Пай-Хой боковой ветвью Урала. Э. Гофман (1956) рассматривал Урал и Пай-Хой как самостоятельные хребты. По его мнению, Урал не переходит через Пай-Хой и о-в Вайгач на Новую Землю, но, изменив лишь свое направление, заворачивает под 69° с. ш. на северо-восток.

Идея о самостоятельности Пай-Хоя и Урала особенно ярко выражена в сводке А. Н. Мазаровича (1938). Он выделял Пай-Хой как особую тектоническую единицу в пределах всего Урало-Тянь-Шаньского комплекса и резко подчеркивал его основное отличие от Урала: обрамление Пай-Хоя с обеих сторон обширными полями пермских отложений, тогда как вдоль Урала пермь развита только на западе. На эту особенность вслед за А. Н. Мазаровичем обращает внимание К. Г. Войновский-Кригер (1947а), по-новому ставящий вопрос о тектонической природе Пай-Хоя. Он считает Пай-Хой структурой, наложенной на герцинский передовой прогиб. Это — мегантиклиналь, возникшая в последние фазы герцинской складчатости. По мнению К. Г. Войновского-Кригера, наличие перми на обоих склонах Пай-Хоя заставляет признать его более молодой структурой по отношению к Уралу.

Идея о разновозрастности Пай-Хоя и Урала высказывалась и другими геологами. Так, С. Н. Волков (1938, 1944) рассматривает Пай-Хой как складчатую зону антиклинального строения, погружающуюся на юго-восток. Периклинальное окончание в районе междуречья рек Кары, Силовой и Сибирча-яха структурно обособляет Пай-Хой от Урала. Отношение этих хребтов С. Н. Волков сравнивает с отношением Урала к Тиману. Кроме того, указывая на динамометаморфизм и исключительно сложные дислокации пермских отложений Пай-Хоя, он высказывает предположение, что в этом хребте проявилась более молодая дислокационная фаза, чем на Урале. Эта идея развивается дальше В. А. Эйнором (1946б), который предполагает, что основная фаза складчатости на Пай-Хое — раннемезозойская и, во всяком случае, более поздняя, чем основные фазы дислокаций Полярного Урала. По мнению Эйнора, в Пай-Хое и Урале происходит смыкание двух циклов — герцинского и мезозойского — и этим объясняется резкое несоответствие их простираения.

Иначе представлял себе разновозрастность Урала и Тимана А. П. Карпинский (1919б). Он предполагал начальную раннепалеозойскую дислокационную фазу, создавшую основу Пай-Хоя. К этой древней системе в пермском периоде примкнула постумная ветвь энергично формировавшегося тогда Урала. Эта постумная Пай-Хойская ветвь продолжается после поперечных сбросовых дислокаций в дуге Новой Земли. Постумной боковой ветвью Урала считал Пай-Хой и Э. Зюсс (1901).

Представления Эйнора о разновозрастности Урала и Пай-Хоя были критически рассмотрены Н. С. Шатским (1948), который достаточно

убедительно показал разновозрастность современной структуры этих хребтов, образование которой относится к последним фазам герцинского тектонического цикла. Мы знаем в настоящее время, что герцинская складчатость на Урале захватывает и триас. Пай-Хой действительно, по-видимому, формировался окончательно в триасе, в последние фазы горцинской складчатости, так же как и структуры Предуральяского прогиба, которые не могут быть отнесены на этом основании к иному циклу тектогенеза.

Признание разновозрастности Урала и Пай-Хоя позволяет рассматривать последний не как постгумную ветвь, примкнувшую к ранее существовавшему основанию, а как нормальную боковую ветвь или виргацию основного Уральского ствола. К этому представлению примыкают взгляды, высказанные А. В. Хабаковым (1938, 1945), который писал, что складчатая область Полярного Урала, по-видимому, погружается в область Ямала, а от этой главной складчатой полосы в районе между Карой и Минисеем ответвляются складки пай-хойского простириания. Он рассматривал складки Константинова Камня как частное ответвление от общего направления Полярного Урала. Они виргируют на северо-запад по направлению к погружающейся встречной антиклинальной зоне Пай-Хоя и отделены от нее Карским надвигом.

Представление о том, что в структурах Пай-Хоя можно видеть непосредственное продолжение структур западной части горной полосы Урала, получило подтверждение в дальнейших исследованиях и особенно в работах Б. Я. Осадчева (1949 г., 1950 г., 1951б, 1952 и 1954), которые явились большим и ценным вкладом в изучение геологического строения и тектоники Пай-Хоя.

Как уже было сказано при описании Полярного Приуралья, детальное изучение структур в поле и анализ весьма показательных материалов по аэрофотосъемке позволили Б. Я. Осадчеву утверждать, что в районе сочленения Урала и Пай-Хоя как основные структуры центральной полосы Урала, так и среднепалеозойские толщи Полярного Приуралья испытывают резкое изменение простириания: из северо-восточного оно становится сначала северным, а затем северо-западным. Одновременно происходит погружение складок, которое подчеркивается крупным разрывом, отделяющим Уральскую структуру от Пай-Хойской. Но далее складки снова воздымаются и прослеживаются в Пай-Хойском антиклинории, северо-западная часть которого продолжается на о-в Вайгач и южный о-в Новой Земли. Таким образом, устанавливается несомненная связь Пай-Хоя с западной половиной Уральской геосинклинали, непосредственным продолжением которой он является. С этими выводами Б. Я. Осадчева можно согласиться. Положенный в основу их фактический материал достаточно убедителен.

Принимая представление Б. Я. Осадчева и А. В. Хабакова о виргации достаточно мощной западной ветви Уральской складчатой структуры в область Пай-Хоя и Новой Земли, нельзя признать эти складчатые сооружения образованиями передового прогиба.

К структурам передового прогиба следует, как уже говорилось, относить юго-западный и западный склоны Пай-Хоя, область Коратаихской мегасинклинали и гряды Чернова. Простириание этих структур находит вполне естественное объяснение в повороте круной западной ветви Урала, для которой они и являются передовым прогибом. При таком толковании геотектонического характера Пай-Хоя некоторое затруднение возникает в связи с развитием пермских отложений на обоих его склонах. Здесь можно только допустить отложение пермских угленосных толщ северо-восточного склона в межгорном краевом геосинклиналином прогибе, а не в предгорном Предуральском прогибе.

Этим, может быть, и объясняется метаморфизация, наблюдающаяся в толщах пермских отложений северо-восточного склона Пай-Хоя.

Уже в работах Б. Я. Осадчева, а в дальнейшем в работах В. Н. Устрицкого (1956а, б) и П. С. Воронова (1956), развивается и представление о том, что поворот испытывает не только западная половина Центрально-Уральского антиклинория, а также и фациальная зона восточного склона Полярного Урала, которая прослеживается вдоль Пай-Хоя под водами Байдарацкой губы. Таким образом, пай-хойские складчатые зоны в целом являются непосредственным продолжением всей Уральской складчатой области.

Представление о том, что Пай-Хой — непосредственное продолжение Урала, высказанное впервые В. Ф. Зуевым и поддержанное Р. И. Мурчисоном, отражено в обзорных геологических картах, издававшихся до 1926 г., т. е. в течение того периода, когда никаких наблюдений на Пай-Хое не проводилось. Эта точка зрения проводится в тектонических схемах Е. Арганда (Argand, 1924) и еще в 1937 г. ее принял А. Д. Архангельский.

Однако изучение Полярного Урала и Пай-Хоя показало, что выступающая на поверхность часть Пай-Хойской складчатой области — Пай-Хойский антиклинорий — никак не может соответствовать Уральской складчатой области в целом.

При описании Полярного Урала было показано глубокое структурно-фациальное различие его восточной и западной зон. Прimitивное представление о том, что продолжение этих зон можно искать в Пай-Хое, было окончательно отброшено в 40-х годах. Но в настоящее время выдвигается новый вариант этой идеи, наиболее яркими сторонниками которой являются П. С. Воронов и В. И. Устрицкий и которую разделяют В. А. Вакар, А. М. Иванова и некоторые другие исследователи.

Если увязка структур Пай-Хоя со структурами западного склона и западной части центральной горной полосы Полярного Урала основана на достаточно убедительном фактическом материале, то доказательство поворота восточной фациальной зоны Урала к северо-западу и продолжения этой полосы в Байдарацкой губе далеко не бесспорно. Критический анализ последних работ, поддерживающих эту точку зрения на связь Урала и Пай-Хоя, был дан В. А. Дедеевым (1958). Он считает, что единственным доводом, позволившим В. И. Устрицкому говорить о продолжении Восточно-Уральской фациальной зоны вдоль северо-восточной окраины Пай-Хоя, явились интенсивные магнитные аномалии северо-западного простирания, установленные в области Байдарацкой губы аэромагнитной съемкой 1954 г. Эти аномалии связываются В. И. Устрицким и сторонниками его взглядов с интрузиями габбро-перидотитовой формации восточного склона Урала, якобы заворачивающимися в Байдарацкую губу. В. А. Дедеев показывает в своей работе, что происхождение указанных аномалий может быть связано с глубинными интрузиями основных пород, приуроченных к глубинным разломам, но не имеющих никакой связи с породами восточно-уральской гипербазитовой формации. То же объяснение происхождения аномалий Байдарацкой губы предлагается и проводившими аэромагнитную съемку Д. В. Левиной и С. М. Крюковым. Во всяком случае, говорить о продолжении вулканогенно-осадочных толщ среднего палеозоя восточного склона Урала параллельно Пай-Хою не приходится, так как эти отложения отсутствуют уже в северных частях бассейна р. Щучьей.

В. А. Дедеев рассматривает Пай-Хой как виргацию Западно-Уральской структурно-фациальной зоны Урала и считает, что структуры Пай-Хоя и Печорского угленосного бассейна сформировались в послед-

ние фазы герцинской складчатости. В геотектоническом отношении структуры западного склона Урала и Пай-Хоя относятся к внешней зоне и передовому прогибу Уральской складчатой области.

Многие из приведенных выше положений находят подтверждение в новом фактическом материале. Но, несомненно, еще многие вопросы стратиграфии, тектоники и вулканизма Пай-Хоя и Полярного Урала недостаточно ясны, и решение их требует дальнейших исследований.

Учитывая новейшие данные, С. Н. Волков и К. А. Львов в настоящее время рисуют следующую картину развития Пай-Хоя и его связей с Уралом (Хлебников и др., 1959).

Только в кембрийское время Пай-Хой и Урал принадлежали к одной и той же геотектонической зоне Уральской геосинклинальной области. За это говорят однотипные фации кембрийских отложений, т. е. маньинской свиты и ее аналогов на Полярном Урале и нижней туфогенной свиты на Пай-Хое. В составе тех и других отложений значительное участие принимают вулканогенные породы. Однако, начиная с ордовика, Пай-Хой имеет в палеозое общую историю с Предуральским передовым прогибом. Указания В. А. Дедеева (1958) на то, что в ордовике на Пай-Хое наблюдаются восточноуральские фации, основано на упомянутых выше ошибочных выводах А. М. Ивановой, В. И. Устрицкого и др. о принадлежности древнейшей туфогенной свиты Пай-Хоя к ордовику. Согласно имеющимся сейчас данным, достаточно определенно устанавливается кембрийский возраст древней туфогенной свиты Пай-Хоя, и ближе всего она сопоставляется с маньинской свитой Полярного и Приполярного Урала (Львов, 1956а).

Первый этап среднепалеозойской истории развития северной окраины Урала и Пай-Хоя охватывает силуру и нижний девон. В это время Пай-Хой и западный склон Полярного Урала с их структурно-фациальными зонами развиваются как внешний прогиб Уральской геосинклинали. В их пределах наблюдается накопление мощных карбонатных пород, а в силуре получают, кроме того, распространение граптолитовые сланцы. Эти сланцы, как замечает Б. М. Келлер (1949), с полным правом могут рассматриваться как отложения, характерные для внешних и краевых прогибов геосинклинали. Данные отложения обладают постоянством литологического состава, выдерживающимся на большие расстояния по простиранию, измеряемые часто сотнями километров. Для Урало-Пайхойской провинции, т. е. Пай-Хоя и западного склона Полярного Урала, силурийско-нижнедевонский цикл седиментации служит непосредственным продолжением ордовикского цикла. Последний начинается с отложения грубообломочных терригенных молассоподобных толщ, о которых уже неоднократно говорилось. Они фиксируют перерыв и проявление позднебайкальской (салаирской) складчатости. Заканчивается ордовикское осадконакопление отложением мощных толщ карбонатных осадков, которые тесно связаны с вышележащими карбонатными породами силура.

В силуре и нижнем девоне для северной окраины Урала роль Центрального антиклинория, или зоны Урал-Тау, играет Харбейский антиклинорий. Он ограничивает с северо-запада область распространения среднепалеозойских вулканогенных пород и интрузий Щучьинского синклинория, который в силуре и нижнем девоне представляет полную аналогию с зеленокаменными синклинориями более южных районов восточного склона Урала. Материалы новейших геологических и геофизических исследований (Хлебников, Волков и др., 1959) показывают, что в верхнем силуре и нижнем девоне распространение вулканогенных пород не выходит за пределы бассейна р. Щучьей. Поэтому нельзя

предполагать, что Восточно-Уральская зеленокаменная полоса простирается к северо-востоку за пределы бассейна р. Щучьей или поворачивает в районе Байдарацкой губы на северо-запад.

Силурийский и нижнедевонский циклы седиментации в пределах западного сектора Советской Арктики повсеместно прерываются в среднем девоне. Происходят эпейрогенические поднятия, а местами наблюдается и проявление складчатости. Эти перерывы в осадконакоплении не одновременны в разных районах. На Пай-Хое, как на западном склоне Полярного Урала, так и на Таймыре, перерыв приурочен к низам среднего девона. В бассейне р. Щучьей перерыв установлен между нижним и верхним живетскими подъярусами. Для Пай-Хоя, Полярного Приуралья и Таймыра тектонические движения в среднем девоне, по-видимому, выражались главным образом поднятиями. В бассейне р. Щучьей в верхах среднего девона имели место как поднятия, так и складчатость (Хлебников, Волков и др., 1959).

В среднем девоне в результате поднятий и частично складчатости значительная часть территории Западного сектора Советской Арктики (северная окраина Урала, Пай-Хой, Вайгач, Таймыр и др.) были выведены из-под уровня моря, и здесь образовался континент, который Д. В. Наливкин (1936) предполагает назвать «Деварктика».

Учитывая все имеющиеся сейчас материалы по стратиграфии девона северных районов Урала, Пай-Хоя, Таймыра и др., заключаем, что в пределах Западного сектора Советской Арктики только в начале среднедевонской эпохи существовал почти сплошной пояс суши. Этот континент во второй половине живетского века в значительной своей части покрывается верхнеживетским морем.

Живетской трансгрессией начинается новый этап истории развития Западного сектора Советской Арктики. В верхнеживетское время в верхнедевонскую и нижнекаменноугольную эпоху северная окраина Урала, включая бассейн р. Щучьей и Пай-Хой, принадлежали к одной геотектонической области. В пределах всей этой обширной территории верхнеживетский подъярус, верхний отдел девона и нижний карбон представлены главным образом осадочными породами. Вулканогенные образования и интрузии имеют подчиненное значение. Можно выделять лишь отдельные структурно-фациальные зоны, как, например, Елецкая зона Полярного Урала и юго-западный склон Пай-Хоя, принадлежащие внешнему Предуральскому прогибу, в котором преобладают карбонатные осадки. Лемвинская зона Полярного Урала, Щучьинский синклинорий и северо-восточный склон Пай-Хоя могут рассматриваться как краевой прогиб геосинклинали, где преобладали терригенные и кремнистые осадки, а также получают распространение и вулканогенные породы. Харбейский антиклинорий утрачивает в это время свое геотектоническое значение как центральный антиклинорий типа зоны Урал-Тау, разграничивающий подвижный пояс геосинклинали и ее внешний передовой прогиб. Начиная с верхнеживетского времени, зеленокаменный Восточно-Уральский прогиб ограничивается с севера Лонгот-Юганским поднятием.

В верхнем палеозое Пай-Хой имеет общую историю развития с Печорским Приуральем и представляет, по К. Г. Войновскому-Кригеру, краевой (предгорный) прогиб. Для Пай-Хоя, как и для Печорского угленосного бассейна Большеземельской тундры, характерно широкое распространение пермских терригенных угленосных толщ, мощность которых измеряется километрами, причем простираение Пай-Хойской антиклинальной структуры, как и складчатых структур бассейна р. Печоры, никак не связано с развитыми здесь фациями пермских отложений (Войновский-Кригер, 19566). На основании этого можно

считать, что Пай-Хойский антиклинал как складчатая структура был сформирован в послепермское время (Виттенбург, 1940).

Как можно видеть из изложенного выше, С. Н. Волков и К. А. Львов поддерживают точку зрения, согласно которой Пай-Хой и Полярное Приуралье были заложены как краевой прогиб еще в ордовике. Вместе с тем, по К. Г. Войновскому-Кригеру, лагунными терригенными отложениями пермской системы завершалось формирование Пай-Хоя и Печорского Приуралья как передового прогиба герцинской фазы складчатости, а возникновение самой складчатой структуры Пай-Хоя отнесено к самым последним, послепермским проявлениям герцинского орогенеза.

В итоге в настоящее время большинство исследователей разделяют одну из следующих точек зрения по вопросу о геотектоническом положении Пай-Хоя и связи его с Уралом.

Согласно первой точке зрения, особенно обстоятельно обоснованной в работах К. Г. Войновского-Кригера (1956б), Пай-Хой, так же как и Новая Земля, представляет молодую, наложенную структуру передового прогиба, возникшую в последнюю фазу герцинского орогенеза и не разновозрастную со структурами Урала. Вторая точка зрения, получившая существенное подкрепление в работах Б. Я. Осадчева (1951б), поддерживает представление о Пай-Хое как о боковой ветви, виргации западной половины и центральной складчатой зоны Урала. По юго-западной и западной окраинам Пай-Хоя прослеживается передовой прогиб, непосредственно связанный с передовым прогибом Полярного Урала, так же как центральный Пай-Хойский антиклинал связан с Нярминским антиклиналом Полярно-Уральской складчатой зоны.

Придерживаясь последней точки зрения, Пай-Хой и Новую Землю вряд ли можно рассматривать в свете новейших данных как структуры Предуральского краевого прогиба, наложенные на предгорную впадину. Пай-Хойско-Новоземельская дуга — самостоятельная складчатая зона, связанная с Уралом как виргация его западной половины, что не дает права рассматривать Пай-Хой, Вайгач и Новую Землю как непосредственное продолжение всего Урала. История развития этой складчатой зоны в палеозое во многом отличается от истории развития Урала, наряду с несомненными чертами сходства.

Разрешить все эти вопросы возможно прежде всего лишь на основе изучения истории геологического развития и взаимоотношений Полярного Урала и Пай-Хоя в различные этапы их формирования. Как показали новейшие исследования (Дедеев, 1958; Хлебников и др., 1959), взаимоотношения Урала и Пай-Хоя в различные эпохи палеозоя были различны.

Тиман

Очерк тектоники Тимана составлен в основном по материалам Н. Н. Тихоновича, особенно детально изучившего Южный Тиман и придерживавшегося в своих работах воззрений Н. С. Шатского на возраст и основные этапы развития Тиманской складчатой области. Учтены также работы и замечания К. К. Воллосовича (1944), Э. А. Кальберг (1958 г.), В. А. Калюжного (1959 г.), О. А. Солнцева (1957—1959). Приняты во внимание также исследования А. А. Чернова, А. А. Малахова, П. Е. Оффман (1946, 1948 г.), В. А. Разницына (1959, 1960 г.), Э. Э. Фотиади (1955а, б; 1957а, б) и др.

Общий структурный план. В характеристике основных геотектонических районов было указано, что Тиман — позднепротерозойская (рифейская) складчатая область, испытывавшая основную дислокацион-

ную фазу до верхнего кембрия, но сохранившая известную подвижность до конца палеозоя. Вследствие этого она была достаточно интенсивно дислоцирована и в герцинскую фазу тектогенеза. Последующие тектонические, главным образом эпейрогенические, движения не изменили основные черты структуры Тимана, создавшейся в результате герцинских дислокаций, наложенных на более древние структуры.

В строении Тимана принимают участие три основных комплекса пород: 1) древняя, в основном протерозойская и нижнепалеозойская толща метаморфических и изверженных пород, образующих нижний структурный этаж Тиманской складчатой области; 2) комплекс палеозойских пород второго этажа, несогласно залегающих на интенсивно дислоцированных породах первого; 3) комплекс мезо-кайнозойских отложений, несогласно покрывающих палеозой.

Палеозойские осадки представлены силуром, развитым только в северной части Тимана, девоном, слагающим основную часть осадочной толщи, каменноугольными и пермскими отложениями. Девонским слоям подчинены эффузии основных лав и соответствующие туфогенные породы.

Н. Н. Тихонович подчеркивает в своих работах роль, которую играли дислокации и вообще строение древнего фундамента в формировании структур, характеризующих современную тектонику Тимана. В ряде случаев можно видеть, как дислокации осадочного покрова отражают структуру фундамента и как направление древней складчатости кристаллических пород ориентирует герцинскую складчатость палеозойских отложений. Древняя складчатость Тиманской геосинклинали следовала северо-западному направлению восточной окраины Балтийского щита, уже представлявшего собой тогда консолидированный платформенный массив. То же северо-западное направление унаследовано герцинскими дислокациями древнего фундамента и покрывающей его осадочной толщи.

По мнению Н. Н. Тихоновича, благодаря подвижности, сохранившейся до конца палеозоя в сланцевом фундаменте, в эпоху герцинского орогенеза в нем возникли не только разрывы, но и некоторые пластические деформации. Однако дизъюнктивные нарушения доминируют в структуре Тимана. Его современное тектоническое строение определяется прежде всего крупными разрывами. Складчатость имеет подчиненное значение в структурном плане и определяет только некоторые детали основных блоковых структур. Нельзя, однако, согласиться с точкой зрения А. Д. Архангельского и П. Е. Оффмана, считающих, что происхождение структуры Тимана идентично происхождению Доно-Медведицкого вала и связано только с вертикальными блоковыми перемещениями фундамента. Участие тангенциальных сил в формировании структуры Тимана несомненно проявлялось. Наличие складчатых деформаций может быть доказано многочисленными примерами.

Основной структурный план Тимана определяется расчленением его сланцевого фундамента, в котором можно различить центральную осевую часть и окаймляющие ее с северо-востока и юго-запада депрессии. В депрессиях фундамент опущен на значительную глубину. Расположенная между ними центральная ось образует как бы подземный хребет северо-западного простирания. Амплитуда колебаний высот этого хребта по отношению к депрессиям может достигать 3000 м.

Центральная структурная ось Тимана состоит в настоящее время из отдельных выступов или глыб, частью подземных, частью поднятых на поверхность выше уреза рек. Вследствие этого она выражена и в рельефе как центральное поднятие, прослеживающееся от р. Вычегды

до моря и служащее водоразделом между Печорским бассейном, с одной стороны, Мезенским и Северо-Двинским — с другой.

Центральный сланцевый массив Тимана — фрагмент древней складчатой области, разбитой позднейшими дизъюнктивными дислокациями на узкие гряды, разделенные глубокими продольными понижениями.

По Н. Н. Тихоновичу, отмечаются три основных уровня гряд, вытнутых в северо-западном направлении с абсолютными высотами: первый от +50 до +471 м, второй от +50 до —350 м и третий от —550 до —900 м.

Продольные понижения, разделяющие гряды, достигают 300—400 м относительной глубины, а местами и значительно более (до —1000 и —2000 м абс. высоты). Кроме того, как надземные, так и подземные гряды расчленены поперечными к простиранию дислокациями и депрессиями на отдельные участки различных линейных размеров — от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Так, на юге у с. Усть-Нем осевой сланцевый массив обрывается широтным сбросом. К северу от с. Усть-Нем до верховьев р. Выми сланцевый массив образует три заметные надземные области воздымания: Джеджим-Парму, Очь-Парму и Вымско-Кедвинскую область поднятия. Далее полосу сланцев можно проследить на протяжении 200 км по водоразделу Печорского и Мезенского бассейнов, где они образуют отдельные выходы в области рек Цильмы и Пижмы. Полоса эта тянется по направлению к Косминскому Камню, в котором сланцы уже не выступают на поверхность. Они образуют массивный выступ к северо-востоку от Косминского Камня. Он лежит в ядре орографически обособленного Тиманского Камня, но на поверхность сланцы выступают только у его северного окончания на берегу Чешской губы и в выходах Бармина мыса. Цилемско-Пижемская полоса сланцев сливается с юго-западной стороны с крупным горстовым массивом Четласского Камня, в котором сланцы подняты до +471 м абс. высоты.

На Южном Тимане, к юго-западу от Очь-Пармы и вымско-двинских выступов сланцев, находится глубокая Вымская депрессия, упирающаяся в массив Четласского Камня. В этой депрессии сланцы опущены на глубину более 1000 м, возможно до 2000 м. Ее глубинное строение, вероятно, осложнено параллельными Тиману грядями, так как скважина в устье р. Коин, при ее впадении в р. Вымь на глубине 930 м, вошла в девонские терригенные породы¹, лежащие под нижнекаменноугольными известняками. Метаморфические сланцы встречены на глубине 1113,8 м.

По юго-западной окраине Среднего и Северного Тимана располагается Мезенская депрессия. Погружение сланцевого фундамента Тимана в сторону Вымской и Мезенской депрессий резкое в связи с крупными разрывами, прослеживающимися по юго-западной окраине Очь-Пармы, Вымско-Кедвинской Пармы, Четласского Камня и Косминского Камня. К северо-востоку от полосы поверхностных выступов сланцев в области Северного и Среднего Тимана протягивается широкая полоса, в которой сланцевый фундамент опущен относительно неглубоко. Он образует холмистую, но не сильно расчлененную погребенную поверхность. В пределах этой зоны на Среднем и Северном Тимане известно только три надземных выступа сланцев: на северной оконечности Чайцынского Камня, в верховьях рек Тобыша и Умбы.

¹ Девонский возраст этих пород, долго относившихся к угленосной толще карбона, был установлен в 1954 г. после находок А. И. Зоричевой в керне скважины остатков морской фауны *Athyra* cf. *tenuisulcata* Verp., *A.* cf. *reticularis* L. (определения Б. П. Марковского).

В области Южного Тимана на продолжении этой полосы сланцы погружены, в общем, глубоко, но образуют отдельные подземные выступы. К ним можно отнести Ухтинскую складку, Верхне-Ижемскую антиклиналь и некоторые другие структуры. Ухтинская складка представляет, по мнению Н. Н. Тихоновича, большой, полого изогнутый брахиантиклинальный свод, поднятый в виде горста, обрезанного сбросами большой амплитуды. В своде Ухтинской складки сланцы залегают на глубине всего 70—200 м. В Верхне-Ижемской антиклинали они лежат на глубине 450 м. Эта полоса подземных выступов отделена от расположенной к юго-западу от них полосы надземных выходов сланцев зоной погружения, в которой сланцевый фундамент опущен на глубину более 1000 м. К северо-востоку от Ухто-Ижемской полосы подземных поднятий и от зоны неглубокого погружения фундамента в области Среднего и Северного Тимана наблюдается постепенное погружение сланцевого массива в сторону Урало-Тиманской, или Печорской, депрессии, где он залегают на глубине—2000 и—2500 м абс. высоты. На фоне общего постепенного погружения фундамента к северо-востоку наблюдаются местами более резкие уступы с амплитудой до 300—400 м. По мнению Тихоновича, они, вероятно, связаны с дизъюнктивными дислокациями. К северо-востоку от Ижемской полосы на фоне общего постепенного погружения сланцевого массива до—2000 или—2500 м абс. высоты наблюдаются местами поднятия, достигающие—500 или—600 м абс. высоты, с которыми связаны куполообразные складки карбона и девона (Седь-Йольский купол, Верховский купол и др.).

Рельеф нижнего структурного этажа Тимана в целом может быть охарактеризован как резко асимметричный подземный краж, частью выступающий на поверхность. Почти на всем протяжении основного разрыва, с которыми связаны наиболее приподнятые выступы метаморфических сланцев, эти выступы сопровождаются глубоким погружением фундамента по юго-западному краю в сторону Мезенской и Вымьской депрессий. Погружение фундамента в сторону северо-восточной Печорской депрессии происходит постепенно, и, кроме того, на этом склоне наблюдается образование тектонических уступов и куполообразных поднятий (рис. 108).

По мнению Н. Н. Тихоновича, на Тимане строение фундамента или нижнего структурного этажа оказало большое влияние на характер дислокаций, возникших в результате герцинского орогенеза. В ряде случаев можно видеть, как структурные формы палеозойских отложений отражают структуру фундамента. Так, в области Ухтинской складки, представляющей брахиантиклинальный свод кристаллических сланцев с тектоническими уступами на склонах, осадочный покров девонских пород образует подобную же структуру, т. е. плоский свод с террасированными склонами. Возникновение Ухтинской складки относится к эпохе герцинского орогенеза. Уступы, составляющие очень характерный элемент тектоники кристаллического фундамента Ухтинского района, выражены в осадочной толще в виде флексур с амплитудой не более 20—50 м. Но эти дислокации продолжают в глубь массивов сланцев, где они переходят в сбросы. Н. Н. Тихонович относит их образование к наиболее поздним фазам герцинского тектогенеза, когда кристаллический фундамент достаточно консолидировался и реагировал на напряжение не складчатостью, а разрывами.

Выше уже говорилось о том, что герцинская складчатость Тимана подчинена в целом древнему направлению складок фундамента, хотя она и возникла, согласно широко распространенному мнению, в связи с давлением, шедшим с востока из области Уральской геосинклинали. На Северном Урале герцинская складчатость имела меридиональное

и северо-восточное направление, но в области Тимана герцинские дислокации осадочных пород приспособлялись к древней складчатости и

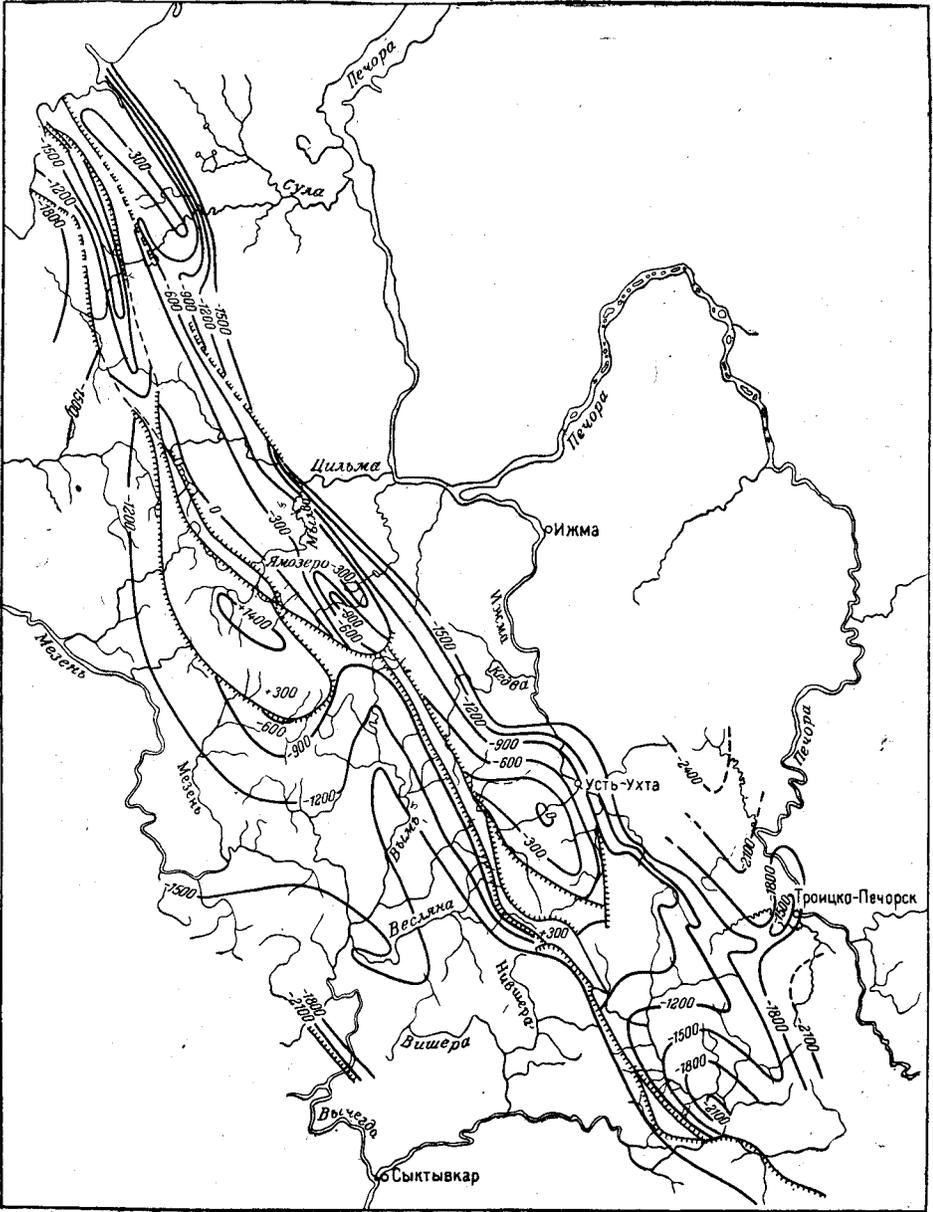


Рис. 108. Карта подземного рельефа метаморфических сланцев Тимана (по Н. Н. Тихоновичу и И. Г. Добрынину)

принимали северо-западное направление, следуя краю Балтийского щита.

Структуры отдельных районов. Северный Тиман. Структура Северного Тимана была описана Ф. Н. Чернышевым, пересекшим его от устья р. Белой до устья р. Волонги и южнее по рекам Суле и Воло-

ковой. В 1937 г. северную оконечность Тимана исследовал А. А. Чернов (19476), а в 1932 и 1941 гг. в бассейне р. Сулы работал В. В. Пиотровский (1950 г.), охарактеризовавший геоморфологию и тектонику этой части Тиманского кряжа. Кроме того, в районе р. Сулы работала В. П. Бархатова (19416).

Ф. Н. Чернышев выделил в рельефе Северного Тимана четыре гряды, которые особенно четко выступают в бассейне р. Сулы. С запада на восток это будут: Косминский Камень, Тиманский Камень, Чайцынский Камень и Каменноугольная гряда.

На профиле, составленном Ф. Н. Чернышевым от устья р. Белой к устью р. Волонги, эти четыре гряды представлены как части одной крупной антиклинальной структуры. Тиманский Камень образует ее свод и ядро; северо-восточное крыло выступает в Чайцынском Камне и Каменноугольной гряде, а юго-западное — в Косминском Камне. Ядро антиклинали Тиманского Камня образовано кристаллическими сланцами с подчиненными им внедрениями массивно-кристаллических пород (гранитов и сиенитов).

Наблюдения А. А. Чернова подтверждают представление о Тиманском Камне как широкой пологой антиклинали. А. А. Чернов указывает, что западное крыло ее осложнено складкой второго порядка, отмеченной в разрезе Кумушки-Белой. Кроме того, возможно, что к северу происходит погружение оси антиклинали Тиманского Камня, так как намечается ее периклинальное замыкание. Но далее к северу от разреза р. Кумушки наблюдается новое поднятие оси антиклинали, так как на р. Черной снова выступают кристаллические сланцы, падающие к юго-западу, а у Бармина Носа обнажаются изверженные породы и сланцы, падающие к северо-востоку под углом 70° и круче. Ф. Н. Чернышев считал, что в обнажении р. Черной и Бармина Носа вскрыты крылья ядра антиклинали Тиманского Камня.

По направлению к югу кристаллические сланцы Тиманского Камня погружаются и нигде больше не выступают на поверхность. По мере погружения ядра антиклиналь Полярного Тимана как бы расчленяется на самостоятельные тектонические структуры. В разрезе рек Сулы и Волоковой Косминский, Тиманский и Чайцынский Камни образуют три обособленных антиклинальных поднятия.

Это в основном правильное представление Ф. Н. Чернышева было уточнено и дополнено исследованиями В. В. Пиотровского и В. П. Бархатовой по р. Суле и Г. А. Чернова у северной окраины Тимана. Обособление антиклиналей Чайцынского и Тиманского Камней может быть отмечено уже в разрезе по рекам Светлой и Белой. На р. Суле хорошо выступает антиклиналь Чайцынского Камня и куэста Каменноугольной гряды, представляющая часть восточного крыла этой антиклинали. В Тиманском Камне произошло расщепление основной складки на две.

Рассмотрение тектоники Северного Тимана можно начать с Косминского Камня.

Структура Косминского Камня в целом недостаточно ясна, так как восточная часть ее срезана и погребена под покровом четвертичных отложений. Ф. Н. Чернышев изображал его как антиклиналь с размытым восточным крылом и считал, что он продолжается к югу в массиве Четласского Камня. Это представление нельзя считать правильным. Орографически Косминский Камень соединяется на юге с Центральной водораздельной сланцевой грядой и служит главным водоразделом Мезенского бассейна с Печорским. И в тектоническом отношении он не может рассматриваться как продолжение Четласского Камня

в целом. Северное продолжение Четласского массива косо срезано меридиональным сбросом и по простиранию его расположена Мезенская депрессия.

Древние сланцы Косминского Камня скрыты под мощной толщей девонских песчаников. В девонских отложениях можно выделить три сильно смятые антиклинали. С запада девон покрывается интенсивно смятым карбоном и согласно с ним дислоцированными пермскими отложениями. В этих толщах проходят два параллельных сброса: один из них срезает пермскую толщу, другой — каменноугольную, лишь местами переходя на пермь.

Данные, которые позволили бы выяснить строение покрытого ледниковыми отложениями участка между Косминским и Тиманским Камнями, пока отсутствуют. Можно предполагать, что здесь на север протягивается сброс. Он проходит по северо-восточной окраине центральной полосы метаморфических сланцев, продолжением которой служит Косминский Камень.

Тиманский Камень в разрезе рек Волонги-Кумушки уже представлен двумя ясно выраженными антиклинальными складками, отмеченными В. В. Пиотровским. На р. Суле, по его же данным, восточная антиклиналь погружается и не выступает в разрезе этой реки. Западная складка еще довольно далеко может быть прослежена к югу. Ее орографическим продолжением можно считать Хайминский Камень. Девонские породы Косминского Камня представлены так называемой надбазальтовой серией конгломератов, песчаников и глинистых сланцев и кроющими их базальтовыми покровами.

Чайцынский Камень дает в разрезе р. Сулы ясно выраженную антиклиналь, слагающуюся из обломочных девонских отложений подбазальтовой серии, базальтовых покровов и надбазальтовой толщи верхнего девона, представленной главным образом глинами и мергелями, переслаивающимися с песчаниками.

К этой же антиклинали относится и Каменноугольная гряда, орографически обособленная в виде куэсты. В сложении ее принимают участие весь карбон и нижняя пермь, представленная известняками. Ф. Н. Чернышев предполагал, что геологическое продолжение Чайцынского Камня может быть прослежено далеко к югу и что с ним можно связать Ухтинскую складку. Каменноугольную гряду он протянул по всему восточному склону Тимана. Однако, исследования А. А. Малахова (1940а, 1944) привели его к заключению о погружении Каменноугольной гряды Сулы к югу. Это тем более вероятно, что она относится к восточному крылу погружающейся к югу складки Чайцынского Камня. В. В. Пиотровский проследил Каменноугольную гряду на 30 км к югу от р. Сулы и отметил изменение ее простирания, уклоняющегося к юго-западу.

К востоку от Каменноугольной гряды Сулы А. А. Малахов наблюдал выходы карбона на р. Седуихе, левом притоке р. Печоры, а В. М. Янковский (1939) встретил выходы известняков верхнего карбона на р. Песчанке, впадающей в Баренцево море. А. А. Малахов связывает их в самостоятельный восточный песчанско-седуихский комплекс, складки которого погружаются к юго-востоку в область Печорской депрессии.

Средний Тиман. Геологическое строение Среднего Тимана изучено полнее, чем строение северной части хребта. Реки Мезень, Цильма, Печорская и Мезенская Пижмы с их притоками дают хорошие разрезы, описанные рядом геологов.

После Ф. Н. Чернышева здесь работали А. А. Чернов, Э. А. Кальберг, А. А. Малахов, Н. Н. Тихонович, И. И. Гинзбург, П. Е. Оффман.

и др. Остановимся на некоторых разногласиях в трактовке тектоники Среднего Тимана этими геологами.

Н. Н. Тихонович выделяет в Среднем Тимане три тектонические зоны: юго-западную, осевую и северо-восточную.

Характерный структурный элемент юго-западной зоны — Четласский Камень. Это название было дано высокой гряде, поднимающейся на водоразделе р. Мезенской Пижмы и верхнего течения р. Мезени. Геологические границы Четласской структуры шире: на северо-востоке она простирается до центральной гряды сланцев Среднего Тимана, на юго-западе до Мезенской депрессии, по краю которой она обрезана меридиональными разрывами, связывающимися со сбросами юго-западной окраины Косминского Камня. Эти дислокации срезают под косым углом четласские складки северо-западного простираения, вследствие чего массив Четласского Камня сильно суживается у северного конца. По северо-восточной окраине разрывы предполагаются на границе со сланцевым массивом осевой зоны.

Четласская структура была описана Э. А. Кальберг (1948) и П. Е. Оффманом (1949); эта же структура рассматривается в работах Н. Н. Тихоновича (19466), А. А. Чернова (19476) и А. А. Малахова (19406).

В целом Четласский массив представляет собой крупный горст. Это единственный участок, где кристаллическое основание Тимана поднято на абсолютную высоту до +471 м. Исключительный интерес для изучения стратиграфии и тектоники метаморфических сланцев представляет разрез по р. Мезенской Пижме, где метаморфические породы выступают на протяжении почти 18 км (вкост простираения), тогда как в других участках Тимана эти породы выходят обычно лишь небольшими островами из-под покрова более поздних отложений.

В сланцах Четласского Камня можно наблюдать большое количество мелких складок типа антиклиналей и синклиналей, а также флексур и, кроме того, более крупные структуры, возникшие, по-видимому, в более позднюю дислокационную фазу. Э. А. Кальберг выделяет в метаморфической толще Четласского Камня две антиклинальные складки с осями, простирающимися на северо-запад 315—320°. Юго-западная складка представляет громадную антиклиналь сундучного типа с широким и плоским сводом и круто падающими крыльями. Орграфически эта антиклиналь и образует возвышенность Четласского Камня. Северовосточная складка, названная Э. А. Кальберг Кислоручейской, сильно деформирована дизъюнктивными дислокациями. Можно различить ее ядро и северо-восточное крыло, оборванное почти по осевой линии и надвинутое на юго-западное крыло, которое в связи с этим отсутствует.

Н. Н. Тихонович тоже выделяет Четласкую антиклиналь, прослеженную А. А. Малаховым от р. Мезенской Пижмы до верхних притоков р. Мезени, и сопряженную с нею Кобыльскую складку, а кроме того, крупную плоскую синклиналь, развивающуюся на юго-западном крыле центрального антиклинала. Эти структуры отражены в палеозойском осадочном покрове: в синклинали залегают девонские отложения, а в Четласской антиклинале и сопряженной с нею Кобыльской складке обнажаются кристаллические сланцы древней четласской серии. Шарнир Центральной синклинали поднимается к юго-востоку.

Н. Н. Тихонович подчеркивает контраст между структурами палеозойских отложений в центральных частях массива и его краевых зон: В центральных частях наблюдается спокойная складчатость девонских отложений, тогда как по его юго-западному краю и девонские, и более высокие палеозойские слои интенсивно дислоцированы, причем эти рез-

кие дислокации сопровождаются разрывами и взбросами. На юго-западной стороне Четласского Камня обнаружены разрывы с местными надвиганиями на крутые опрокинутые складки верхнего палеозоя опущенной полосы. Эти складки, находящиеся уже в Мезенской депрессии, имеют северо-западное простирание.

Важным для понимания тектоники Четласского массива является вопрос о характере его южного окончания. Уже говорилось о поднятии оси девонской синклинали и ее центроклинальном замыкании. Вместе с тем отмечается периклинальное залегание карбона и перми к югу от Четласской антиклинали, тогда как в залегании кристаллических сланцев и девонских отложений четласских антиклиналей признаки периклинального замыкания отсутствуют. Получается картина несогласного залегания карбона и девона. По мнению Н. Н. Тихоновича, это трудно объяснить, не прибегая к тектоническим разрывам. Он допускает возможность сбросового ограничения Четласского массива на юге. Периклинали, заполняющая всю северную часть Вымьского бассейна, связана с самостоятельным куполообразным поднятием в верхнем течении р. Обдыра, получившим название Вымьско-Обдырского.

Осевая зона Среднего Тимана представлена сравнительно узкой полосой сланцев, которые прослеживаются в виде отдельных выходов в верховьях рек Цильмы и Печорской Пижмы по водоразделу Печорского и Мезенского бассейнов. Эти выходы тянутся примерно на 200 км в направлении Косминского Камня. Цилемско-Пижемская полоса сланцев рассматривалась Ф. Н. Чернышевым как горст; А. А. Малахов и И. И. Гинзбург трактуют эту полосу как Центральный антиклиналь, в образовании которого участвуют девонские отложения, а в ядре выступают метаморфические сланцы. А. А. Чернов (1953), наблюдавший разрез этой полосы по р. Печорской Пижме и описавший ее под названием структуры порога Разбойник, рассматривает ее как моноклинали кристаллических сланцев, образующую в настоящее время блок, ограниченный сбросами с юго-запада и северо-востока. По северо-восточному сбросу произошло излияние базальтов. Амплитуда юго-западного сброса очень значительна. А. А. Малахов тоже указывает сброс, обрывающий центральную полосу сланцев в бассейне р. Рочуги. Разрыв сланцев с надвиганием их на свиту жерновых песчаников ясно выступает на р. Цильме, близ устья ее притока — р. Верхней Сенки.

Сопоставляя все эти данные, мы можем допустить, что Цилемско-Пижемский сланцевый массив мог представлять крупную антиклинальную структуру, разбитую затем сбросовыми дислокациями, которые превратили ее в горстовый массив.

В одних участках центральной полосы свод антиклинали сохранился, и в обнажениях вскрыты оба ее крыла, в других местах сохранилось одно восточное крыло, и наблюдается моноклиналиное залегание сланцев, как в структуре порога Разбойник на р. Печорской Пижме. Антиклиналь центральной зоны Среднего Тимана имеет более пологое северо-восточное крыло и более крутое северо-западное.

Северо-восточная зона Среднего Тимана представляет широкую полосу девонских и каменноугольных отложений. Н. Н. Тихонович характеризует ее как пологопадающую моноклинали, на фоне которой выделяются тектонические структуры второго порядка и разрывы.

Эти структуры особенно отчетливо выступают в разрезе р. Печорской Пижмы, с рассмотрения которого и следует начинать обзор тектоники северо-восточной зоны Среднего Тимана. В последнее время разрез р. Печорской Пижмы был более подробно изучен П. Е. Оффманом (1946) и А. А. Черновым (1953а и 1943в). По материалам последнего составлено приведенное ниже описание этого разреза.

А. А. Чернов различает к востоку от структуры порога Разбойник (или Левкинской антиклинали согласно другим авторам) две антиклинали — Новожиловскую и Верховскую — и две мульды — Левкинскую и Поясоватую.

1. Левкинская мульда расположена между Левкинской и Новожиловской антиклиналями. Она выполнена в центральной части каменноугольными отложениями; залегающими на верхнем девоне.

Падение карбона в крыльях мульды очень пологое: под углом от 5 до 12—14° в северо-восточном крыле, в выходах Лобайского Камня и Чутьского щелья и еще более пологое в юго-западном крыле, в известняках «Вытянухи», вблизи с. Левкиной. В центральной части мульды пласты лежат, по-видимому, горизонтально.

2. Новожиловская структура три раза пересекается р. Пижмой Печорской: дважды в огромной излучине Яранский мег и еще раз в участке реки между с. Новожиловой и устьем р. Умбы. Четвертое пересечение дает нижнее течение самой р. Умбы, которое прорезает Новожиловское поднятие в ущелье с отвесными обрывами до 40—60 м высотой. Новожиловское поднятие образовано верхне- и среднедевонскими породами, в сложении которых значительную роль играют базальты и туфогенные толщи. Уже это обилие эффузивов говорит о значительной роли расколов в Новожиловской структуре. Она обычно трактуется как купол, разорванный по длинной оси сбросом.

А. А. Чернов считает, что в целом эта структура в своей южной части имеет форму горста, ограниченного взбросами. Юго-западный взброс выражен более ясно и достигает в девонских слоях амплитуды 60—80 м. В северо-восточной стороне амплитуда взброса менее значительна. Юго-западный взброс еще хорошо выражен в северной части, в районе Яранского мега, но с северо-восточной стороны разрыва нет и наблюдается последовательная смена различных горизонтов верхнего девона, падающих под каменноугольные отложения. Эта асимметрия структур обычна для Тимана. Можно думать, что к северо-западу Новожиловский горст переходит в антиклиналь, ось которой погружается в том же северо-западном направлении.

3. Поясоватая мульда отделяет Новожиловскую структуру от Верховской антиклинали. В мульде выступают каменноугольные отложения, очень полого падающие к ее центру. В северо-восточном крыле падение до 10°, в юго-западном — еще меньше.

4. Верховская антиклиналь представляет ту Каменноугольную грядку, которую Ф. Н. Чернышев через выходы Щепиных гор на р. Цильме связывал с Каменноугольной грядкой Сулы. В настоящее время можно принять точку зрения А. А. Малахова, согласно которой Каменноугольная гряда Сулы погружается к югу, а выходы известняков карбона на реках Цильме и Пижме представляют собой иные структуры.

Разрез р. Пижмы позволяет определить Верховскую структуру как антиклиналь каменноугольных известняков с девонскими отложениями в ядре. Северо-восточное крыло характеризуется моноклиальным падением пластов к северо-востоку под углом от 10 до 15° без флексурных изгибов. Юго-западное крыло, наоборот, осложнено двумя отчетливыми флексурами. Детальное описание перечисленных структур Печорской Пижмы, составленное А. А. Черновым, так же как и указания геологов Ухта-Печорского треста, не позволяют принять трактовку Оффмана, который выделяет на Пижме ряд ступеней, сочлененных флексурами, и совершенно отрицает наличие складок в структуре Тимана. Соответственно своему взгляду на платформенную природу и блоковую тектонику Тимана П. Е. Оффман (1946) выделяет в разрезе Печорской

Пижмы: 1) Нижнепижемскую ступень, 2) Верховскую флексуру, 3) Поясоватую ступень, 4) Новожиловскую флексуру, 5) Левкинскую ступень, 6) флексуру порога Разбойник, 7) Четласскую ступень. Такое представление о структурах Тимана явилось результатом перенесения на Тиман той схемы тектонического развития, которая была удачно разработана для Доно-Медведицкого вала как платформенного образования. Считая Тиман чисто платформенной структурой, П. Е. Оффман отрицает даже складчатость метаморфической толщи и образование ее в геосинклинальных условиях, с чем уже совершенно нельзя согласиться. Этому противоречат и явные складчатые структуры сланцев, хорошо прослеживающиеся в выходах кристаллического фундамента, и мощность этой толщи, и ее метаморфизация, и наличие интрузий кислой магмы.

Разрез р. Цильмы в структурном отношении довольно сильно отличается от разреза р. Печорской Пижмы. Поэтому тектоника Цилемско-Пижемского водораздела представляет значительный интерес. Но фактических данных, которые позволили бы выявить геологическое строение водораздела, слишком мало. Можно указать, что участок этого водораздела, ограниченный правобережьем р. Мылы, в структурном отношении отделяется от западной части междуречья сбросом большой амплитуды. Этот сброс пересекает р. Цильму у устья р. Мылы.

Северо-восточный склон Тимана по р. Цильме между устьями рек Чирки и Тобыша представляет моноклинал, полого падающую к северо-востоку. В разрезе р. Цильмы можно проследить по падению в северо-восточном направлении последовательную смену различных стратиграфических горизонтов, начиная с девона и кончая отложениями, относимыми к триасу. Моноклинал осложняется мелкой складчатостью. На р. Цильме нет ясно выраженных более крупных структур, подобных Верховской или Новожиловской.

По простираанию пород, выступающих в структуре порога Разбойник, не встречается каких-либо аналогов этой дислокации на р. Цильме. По простираанию оси Левкинской мульды на р. Цильме выше устья р. Космы наблюдается интенсивная мелкая складчатость, а в самом устье р. Космы более резкие линейные складки, простирающиеся на северо-запад. Н. Н. Тихонович считает возможным связывать эти дислокации с областью погружения Косминского Камня, тектоническое продолжение которого прослеживается, таким образом, до р. Цильмы. Он допускает и возможность тектонической связи Тиманского Камня, погружающегося в районе р. Сулы, и Хайминского Камня — с областью рудянских медных месторождений на р. Цильме. Дислокации и разрывы, с которыми связано появление глубинных основных пород в Тиманском Камне, тянутся на юго-восток и в погружающейся части массива.

Направление этих дислокаций приводит нас к району Рудянских заводов, где можно предполагать связь медных месторождений с залегающими на относительно небольшой глубине основными породами. Таким образом, две крупные структуры Северного Тимана могут быть предположительно прослежены до Среднего Тимана по направлению, в котором они погружаются.

Западнее устья р. Космы до р. Чирки в разрезах Цильмы прослеживается только мелкая гофрировка слоев. Но на р. Черной Виске, левом притоке р. Чирки, выступает небольшая, но резко выраженная складка среднедевонских песчаников, прослеженная до р. Мутной на протяжении почти 40 км. В ее ядре и обнажаются метаморфические сланцы.

К востоку от устья Космы и Рудянских заводов р. Цильма вскрывает между Номбуром и Рудянкой складку, которую Н. Н. Тихонович

считает аналогом Новожиловской дислокации. Обе структуры лежат на одной линии простираения и разделены зоной погружения, в которой выступают самые верхние горизонты франского яруса. Эта зона вскрыта в среднем течении р. Мылы. Структурных аналогов Верховской складки на р. Цильме не встречалось, так как Мыльский сброс отрезает зону, расположенную по простираению этой антиклинали.

Таким образом, в разрезе Цильмы и Пижмы устанавливаются некоторые отличия. Они связаны с наличием Мыльского сброса и с тем, что в северной части Среднего Тимана, на р. Цильме, еще сказывается влияние затухающих структур Северного Тимана.

Южный Тиман. После Ф. Н. Чернышева на Южном Тимане работал ряд исследователей, среди которых надо отметить Н. Н. Яковлева (1910), Б. К. Лихарева (1931а), геологов Ухта-Печорского треста, особенно Н. Н. Тихоновича, тектонические построения которого с некоторыми коррективами положены в основу настоящего очерка. В области Южного Тимана, так же как и в пределах Среднего, можно было бы выделить три зоны: осевую, северо-восточную и юго-западную. Но юго-западная зона, расположенная по простираению Четласского Камня, глубоко опущена. Она отвечает Вымьской депрессии, за счет образования которой Южный Тиман сильно суживается по сравнению со Средним.

Эта зона относится к Юго-Западному Притиманью, с тектоникой которого удобнее познакомиться после того, как будут рассмотрены осевая и северо-восточная части Южного Тимана.

Осевая зона Южного Тимана была уже частично охарактеризована при обзоре общего структурного плана хребта. Это область Центральной сланцевой гряды Тимана, в которой на поверхность выступают ряд крупных глыб древнего сланцевого фундамента. Характеризуя тектоническую природу этих выступов, можно указать, что самый южный из них — Джджим-Парма — обрывается на юге широтным Усть-Немским сбросом и ограничен резко выраженной линией среза северо-западного простираения по своему юго-западному краю. Можно предполагать горстовую природу этого выступа в целом. Следующий к северу — массив Очь-Парма — также представляет собой горстовый выступ, погружающийся в области Ухтинского волока. В верхнем течении р. Ропчи можно наблюдать на значительном протяжении по юго-западному краю массива разрыв между палеозоем и породами сланцевой свиты: опрокинутая к юго-западу и падающая на восток толща сланцев надвинута, по-видимому, на девон, обнаруженный В. А. Разницыным в 1959 г. в виде глыбовой россыпи. Такую же тектоническую структуру мы наблюдаем и в Вымско-Кедвинской гряде, которая объединяется в один массив с Очь-Пармой. Правда, сброс по северо-восточной окраине Вымско-Кедвинской гряды фактически еще не доказан. Но по ее юго-западному краю отчетливо прослеживается полоса разрывов, которая приводит сланцы в контакт с девонскими, каменноугольными или пермскими отложениями.

Надо отметить, что сброс, проходящий по юго-западной границе Очь-Пармы и Вымско-Кедвинского массива сланцев и отделяющий их от Вымьской депрессии, не продолжается по юго-западной окраине Цилемско-Пижемской полосы метаморфических пород. Сброс переходит на северо-восточный склон Среднего Тимана к р. Умбе и здесь затухает. Возможно, что эта линия разрыва унаследована от более древней дизъюнктивной дислокации, следы которой можно найти далее к северу в Мыльском сбросе. Эта линия сбросов косо режет Центральный сланцевый массив Тимана на две части. Четласский Камень остается слитым с Центральным массивом в одну монолитную глыбу.

Во многих местах тектонический контакт между сланцами и осадочными породами обоснованно предполагается и по северо-восточной окраине Центральной гряды. Здесь проходит та глубокая и узкая полоса погружения сланцевого фундамента, которая отделяет осевую зону Южного Тимана от северо-восточной.

В обнажениях Вымско-Кедвинской глыбы и Очь-Пармы можно наблюдать дислокации сланцевой толщи. Это прежде всего разнообразные складки, от изоклиальных и опрокинутых к западу от косых или нормальных с различной крутизной крыльев. Преобладает падение под углом $45-55^\circ$. Встречаются и более пологие углы наклона (до 30°) и более крутые (до 80 и 90°). Размеры складок меняются от мелких до очень крупных, как, например, антиклиналь на северном конце Вымско-Кедвинской глыбы, вскрытая в разрезе р. Выми, или громадный антиклиналь кварц-серицитовых сланцев, наблюдавшийся Н. Н. Яковлевым (1910) в районе водораздела рек Белой Кедвы и Выми и по р. Касьян-Кедве.

Кроме того, встречаются флексуры с максимальным смещением $15-20$ м и небольшие взбросы еще меньшей амплитуды. Плоскости сбрасывателей наклонены к северо-востоку 68° под углом 70° . Многочисленные трещины, весьма характерные для сланцев Тимана, рассекают их преимущественно в северо-западном направлении 300° под углом $65-80^\circ$ и $40-10^\circ$, в северо-восточном — угол 50° . Реже встречаются тектонические трещины, плоскости которых падают на юго-запад $250-260^\circ$, угол $80-70^\circ$. В сланцах ясно выражен кливаж, плоскости которого, как правило, параллельны сланцеватости, но местами почти перпендикулярны ей.

Характерные структурные элементы северо-восточной половины Южного Тимана представлены Ухтинской складкой-горстом и тесно спаянной с ней Верхне-Ижемской складкой. В основе обеих структур находятся крупные подземные выступы сланцевого фундамента. От Центрального сланцевого массива Очь-Пармы Ухтинская складка отделена крупным грабеном, выполненным каменноугольными и пермскими отложениями. Он расположен в области глубокого погружения сланцевого фундамента. На широте Верхне-Ижемской антиклинали грабен переходит в глубоко прогнутую синклиналиную складку. Северо-восточный склон Ухтинского свода резко опущен. Северо-восточное крыло Верхне-Ижемской антиклинали образует по направлению к оси Печорской депрессии гомоклиальный склон, осложненный куполообразными поднятиями второго порядка.

Ухтинская структура, как уже было указано выше, дает, по мнению Н. Н. Тихоновича, яркий пример согласованности между дислокациями сланцевого фундамента и палеозойского осадочного покрова. Фундамент образует здесь полого изогнутый брахиантиклинальный свод, поднятый в виде горста, обрезанного двумя сбросами большой амплитуды. Сбрасыватели сходятся на южном конце поднятия. Антиклинальная структура свода выявляется в расположении различных стратиграфических комплексов сланцев: в ядре находится массив кварцитов, окаймленный серицитовыми сланцами и глинистыми сланцами на крыльях. В сланцах, по-видимому, наблюдаются мелкие складки изоклиального типа, опрокинутые к юго-западу и надвинутые друг на друга. Н. Н. Тихонович полагает, что большой свод возник в эпоху герцинского орогена не в результате скальвания и перемещения мелких обломков, а путем пластического перемещения в сланцах. В глубине Ухтинской складки предполагается наличие древнего батолита. Этот массив кристаллических пород мог сыграть роль каркаса при последующих движениях. Позднее возникли крупные расколы, ограничивающие

Ухтинский горст и более мелкие сбросы на склонах купола. Осевая полоса свода ундулирует.

Осадочный покров повторяет форму структуры фундамента. Он образует плоский свод с террасовидными склонами. В осевой его части располагаются куполообразные поднятия второго порядка, связанные с ундуляциями оси свода. Смятие осадочного покрова наиболее резко проявилось по краям Ухтинского горста, где наблюдаются падения под углом $7-12^\circ$, а местами «структурные носы» с углами падения до $30-35^\circ$.

Однако следует указать, что эта точка зрения Н. Н. Тихоновича разделяется не всеми геологами, работающими на Тимане. Так, В. А. Разницын считает, что девонские отложения налегают на сильно эродированную поверхность метаморфических сланцев, и соответствия между локальными структурами палеозоя и кристаллических сланцев протерозойского фундамента не наблюдается.

В строении Верхне-Ижемской складки сбросовые дислокации не играют большой роли. Это сильно вытянутая антиклиналь, с широким плоским сводом, резко суживающаяся в южной части. На склоне ее развиты тектонические уступы и флексуры, сходные с аналогичными формами Ухтинского свода. На северо-восточном крыле Верхне-Ижемской антиклинали сланцевый фундамент образует широкий моноклиальный склон к Печорской депрессии. Склон осложнен подземными выступами и грядами сланцев, с которыми связаны куполообразные складки карбона, переходящие через водораздел рек Ижмы и Сойвы в долину р. Печоры.

Юго-западное Притиманье. В области Юго-Западного Притиманья по простиранию Четласского Камня расположена обширная Вымьская депрессия. В ее северо-западной части выделяется Вымско-Обдырская периклиналиль. Кроме того, на юго-восточном продолжении Центральной сланцевой гряды между Усть-Немским сбросом, обрезающим горст Джеджим-Парма, и районом Полюдова Камня, на западном склоне Урала, расположена зона спускания метаморфических сланцев Тимана, параллельно которой прослеживается несколько крупных куполообразных складок.

Характер южного погружения Четласского массива и его сочленения с Вымской депрессией еще недостаточно выяснен. Выше было указано, что Вымско-Обдырскую периклиналиль, расположенную в северной части Вымского бассейна на продолжении Четласского Камня, трудно рассматривать как погружение Четласского массива. Она связана с самостоятельным поднятием в верхнем течении р. Обдыра, выходящим на поверхность нижекаменноугольные слои.

Окончание Четласского Камня, по мнению Н. Н. Тихоновича, может быть связано как со сбросом, так и с поперечным к простиранию слоев изгибом типа флексуры, которым обусловлено быстрое погружение кристаллического фундамента и покрывающих его слоев без ясного изменения простирания. Однако имеются некоторые намеки и на изменение простирания кристаллических сланцев в южной части Четласского Камня. Д. Зегебарт наблюдал по р. Мезени, между реками Пурземой и Косью, пологую складчатость в палеозое. Она усиливается в зонах тектонических разрывов, отделяющих эти складки от сланцев. В сланцах, в свою очередь, наблюдаются многочисленные складки, с которыми, по-видимому, связаны зажатые в синклиналиях небольшие обрывки среднедевонских песчаников, встречающихся в этом районе. Простирание складок отличается местами от основного тиманского направления. Н. Н. Тихонович указывает, что это может быть связано не только с изгибами мелких складок, но и с общей тенденцией к пери-

клинальному замыканию, появляющейся также и в центроклинальном замыкании девонской синклинали Четласского Камня. Поэтому все же не исключена возможность простого погружения всей Четласской структуры.

Что касается Вымско-Обдырской периклинали, то общее направление ее структур 325° . По юго-западному краю периклинали прослеживается флексура, направляющаяся к Большому Порогу на р. Выми. Простираение ее около 315° . Этому простираению следует полоса куполов, начинающаяся на р. Выми у Большого Порога и кончающаяся поднятием в верхнем течении р. Весляны, близ Котлас-Ухтинской железной дороги. К юго-западу от этой линии проходит с тем же простираением Сереговская антиклиналь. На основании буровых работ 1950 г. считалось, что это соляной купол в нижнепермских отложениях, в строении которого принимают участие и верхнепермские слои. Купол разорван сбросом. Особенный интерес вызывали внедрения диабазов, связанные с Сереговской дислокацией, так как до сих пор нигде на Тимане не было обнаружено проявлений основной магмы, связанных с пермским периодом.

Однако, по данным работ В. А. Разницына, проведенным в 1957 г., возраст соленосных глин с прорывающими их диабазами не пермский, а девонский. Это подтверждается наличием швагериновых известняков на крыльях Сереговской складки, что исключает уфимский и вообще пермский возраст пород ядра купола. Глины, подобные фиолетовым глинам, подстилающим швагериновые известняки Сереговского купола, известны на р. Выми (скв. 1 Больших Порогов) в разрезе девона. С девонскими отложениями связаны все известные до сих пор на Тимане излияния диабазов.

Девонский возраст солей подтверждается наличием в них распыленного гематита, придающего им розовую или красноватую окраску. Образование гематита в породах, вмещающих соль, связано с прорывающими их диабазами, имеющими высокотемпературный контакт с глинами, ясно выступающий в кернах буровых скважин Сереговского купола.

Линия Сереговского сброса обрезают область дислокаций, связанных с Тиманом. Н. Н. Тихонович предполагает, что ее можно протянуть через верховье р. Мезени по пермской гряде, с которой связано меридиональное направление течения р. Мезени (в верховьях).

По восточной окраине Вымской депрессии прослеживается тектоническая граница главной сланцевой гряды. От верховьев р. Ропчи до верховьев р. Выми сланцевая гряда надвинута в юго-западном направлении на синклинали девона и карбона, к западу от которой развиты пермские отложения.

Тектоника пермских слоев в области верхнего течения р. Выми характеризуется рядом структурных форм различных размеров, однообразно ориентированных на СЗ 320° . Примером их могут служить дислокация Больших Порогов, дислокации рек Чисвы и Выми, две складки по рекам Пьюве и Содмесу в бассейне р. Ворыквы. Для всех этих складок характерны очень пологие углы падения. Дислокации р. Ворыквы увязываются в одну тектоническую линию с антиклиналью Чисвы в области среднего течения р. Выми. Этими данными ограничиваются пока сведения о структурах области Вымской депрессии.

Недостаточно выяснена в настоящее время и структура полосы, расположенной между Жеджим-Пармой и Уралом. К юго-востоку от Усть-Немского сброса по простираению оси Тиманского кряжа геологические и геофизические исследования выявили несколько крупных куполообразных складок, прослеженных до Ксенофонтовского подня-

тия в районе Полюдова Камня. Наиболее крупные поднятия: Джеджимское, Елмач-Парминское и Чердынское. Их простираение 320° соответствует общему простираению Тимана. Эта система поднятий получила от Н. Н. Ростовцева название Кельтменского вала. Ширина его на широте Елмач-Парминского поднятия достигает 55 км.

Здесь же наблюдается и наивысшее поднятие продольной оси вала, в своде которого обнажены кунгурские отложения. Падение юго-западного крыла вала $3-4^\circ$, а северо-восточного — не более $1-2^\circ$. Юго-западное крыло погружено до глубины 700 м, северо-восточное — до 400 м. Юго-западное понижение отделяет Кельтменский вал от нового поднятия, намеченного геологическими исследованиями в районе с. Аныба (Е. М. Люткевич, 1936). Однако новейшие исследования, проведенные в 1958 г. В. А. Разницыным (1959), опровергают это представление. На месте предполагающегося Вымьского поднятия им установлен прогиб, существование которого подтверждено глубоким роторным бурением, обнаружившим склон этого прогиба.

Печорская синеклиза

При описании западного склона Урала была рассмотрена восточная часть той области, которая составляет Урало-Тиманскую депрессию, в понимании Н. Н. Тихоновича.

В орографическом отношении это область понижения рельефа, где палеозойские и более древние породы выступают на поверхность только в отдельных участках. В геотектоническом отношении эта депрессия охватывает разнородные части.

Восточная часть (Печорский угленосный бассейн) должна быть отнесена к Предуральскому передовому прогибу, как было показано выше. Западная половина этой депрессии, или Печорская синеклиза, может быть разделена на две части. Западная часть Печорской синеклизы, простирающаяся до восточной окраины Печорской гряды, представляет область глубокого залегания палеозойского и более древнего фундамента и погружения тиманских палеозойских структур, в связи с чем на поверхности развиты главным образом четвертичные и мезозойские отложения. Эта область глубокого погружения фундамента выделена как Печорская депрессия. Как особый участок может быть выделена восточная часть синеклизы, охватывающая область Большеземельской тундры от Печорской гряды до поднятия Чернова и гряды Чернышева.

Составить себе представление о тектонической структуре Печорской синеклизы можно только на основании геофизических данных и материалов бурения. Впервые геологическое строение и история развития Печорской депрессии были освещены в сводке Н. Н. Тихоновича (1946). Более детальные данные по геологическому строению депрессии получены при опорном бурении, материалы по которому были обобщены О. А. Солнцевым и Т. И. Кушнаревой (1957). Наконец, весьма важное значение для познания геологического строения Печорской депрессии имеют геофизические исследования, проводившиеся В. Я. Авровым (1959 г.) и Г. Г. Гафаровым (1959).

В основании всей области Урало-Тиманской депрессии залегает протерозойский (рифейский) складчатый фундамент. Эта область входила в состав широкой геосинклинальной зоны, захватывавшей и Урал. После проявления раннебайкальской складчатости она была превращена в платформу, сохранившую, как и Тиманский ее участок, значительную мобильность по сравнению с более древними частями Русской платформы, с архейским и карельским фундаментами. Область этой отно-

сительно молодой платформы продолжалась к востоку до Урала, где сохранился геосинклинальный режим. Со времени проявления позднебайкальской складчатости в конце кембрия (?) восточная часть платформы была вовлечена в движения Уральской геосинклинали и превратилась в дальнейшем в Предуральский краевой прогиб. Фации развитых здесь палеозойских отложений сходны с соответствующими фациями западного склона Урала, и сюда заходят линейные складки уральских структур.

Область Печорской синеклизы (т. е., по А. А. Чернову, Печорского клина) тесно связана с Тиманом. В эпоху герцинской складчатости движения, происходившие в Уральской геосинклинали, сказались в ней лишь в той степени, в какой они проявились и на Тимане.

Материалы опорного бурения, а также геофизические исследования, проводившиеся в последнее десятилетие, достаточно подробно освещают геологическое строение Тимано-Печорской области, включающей Тиман и прилегающую к нему с востока Печорскую синеклизу, где глубина залегания палеозойского фундамента местами не менее 2—3 км. В этих условиях особенно важное значение имеют данные опорного и разведочного бурения.

Для выяснения структуры Печорской синеклизы, кроме того, большое значение имеют гравиметрические наблюдения. Они в достаточной степени четко отражают колебание глубины залегания поверхности палеозойского и более древнего складчатого фундамента, а также изменения в составе слагающих его пород.

Можно отметить следующие основные результаты геофизических и геологических исследований в пределах Печорской синеклизы. Прежде всего, в Малоземельской тундре и несколько восточнее, где еще недавно предполагалось глубокое погружение древнего фундамента, в действительности оказалось, что фундамент находится близко к поверхности. Расчет магнитных аномалий позволяет предполагать здесь наличие неглубоко погруженных выступов или сводов. Такой свод располагается в Малоземельской тундре к северу от довольно глубокой впадины, названной Тобыш-Печорской. С запада этот свод окаймлен (по магнитным данным) Сульско-Сойминской впадиной. Она как бы очень глубоким заливом окаймляет Малоземельский свод с запада и отделяет его от Северного Тимана. По мнению ряда исследователей, прогиб между этими положительными структурами представляет собой седловину. По-видимому, магнитовозмущающие объекты, глубина которых определена здесь расчетом аномалий, залегают внутри допалеозойского фундамента, не достигая его поверхности.

Печорская впадина (или, по О. А. Солнцеву и Т. И. Кушнareвой, Южно-Печорская область) тянется к юго-востоку вдоль северо-восточной окраины Тимана, расширяясь в одних местах и суживаясь в других. Наиболее расширенная часть этой впадины (которой соответствует большое поле мезозойских отложений) находится к югу от широкой петли р. Печоры. Восточнее Усть-Цильмы, в пределах впадины, характеризующейся гравитационными минимумами, появляется зона гравитационных максимумов. Эту зону гравитационных максимумов считают выражением поднятия фундамента, сложенного плотными палеозойскими породами. Его называют Усть-Ижемским поднятием (или сводом) и полагают, что большая петля, которую делает здесь Печора, может быть морфологически связана с этим выступом фундамента и не является результатом отклонения краев ледникового покрова, как это предполагают многие. Несколько севернее Усть-Ижемского поднятия (свода) наблюдается расширение зоны гравитационных минимумов, отвечающее Тобыш-Печорской части впадины.

В пределах Печорской впадины, в частности в ее расширенных частях, наблюдаются локальные участки и зоны относительных максимумов и минимумов, свидетельствующие о неровностях древнего фундамента. Эти неровности могут быть связаны с существованием ряда эрозионных выступов и впадин, соответствующих рельефу пенепленизированной поверхности древней горной страны, для которой современный Тиманский кряж является краевым хребтом. О вероятном существовании такого древнего погребенного рельефа писал еще Н. Н. Тихонович (1946). Помимо расчленения поверхности допалеозойского и раннепалеозойского фундамента, указывается еще на расчлененность поверхности палеозойской карбонатной толщи (нижняя пермь — верхний девон) и осложнение ее наложенными более молодыми впадинами, выполненными верхнепермскими, мезозойскими, а местами, вероятно, и четвертичными отложениями значительной мощности.

Особенный интерес представляет восточное обрамление Печорской депрессии, вдоль которого тянется здесь относительно узкая полоса гравитационных максимумов. Это обрамление О. А. Солнцева и Т. И. Кушнарева выделяют как Каменско-Печорскую область. В южной части оно имеет почти меридиональное направление и простирается от Усть-Ильча и Троицко-Печорска через Савинобор до зоны Кожвинских структур.

В области Кожвинских дислокаций эта южная, или Припечорская, полоса максимумов сливается с северной полосой положительных гравитационных аномалий, которая простирается далее на северо-запад через Мутный Материк к Нарьян-Мару. Эту полосу гравитационных максимумов от Кожвинских структур до Нарьян-Мара принято выделять как Печорскую гряду (рис. 109). На всем ее протяжении полоса гравитационных максимумов сопровождается несколько сме-

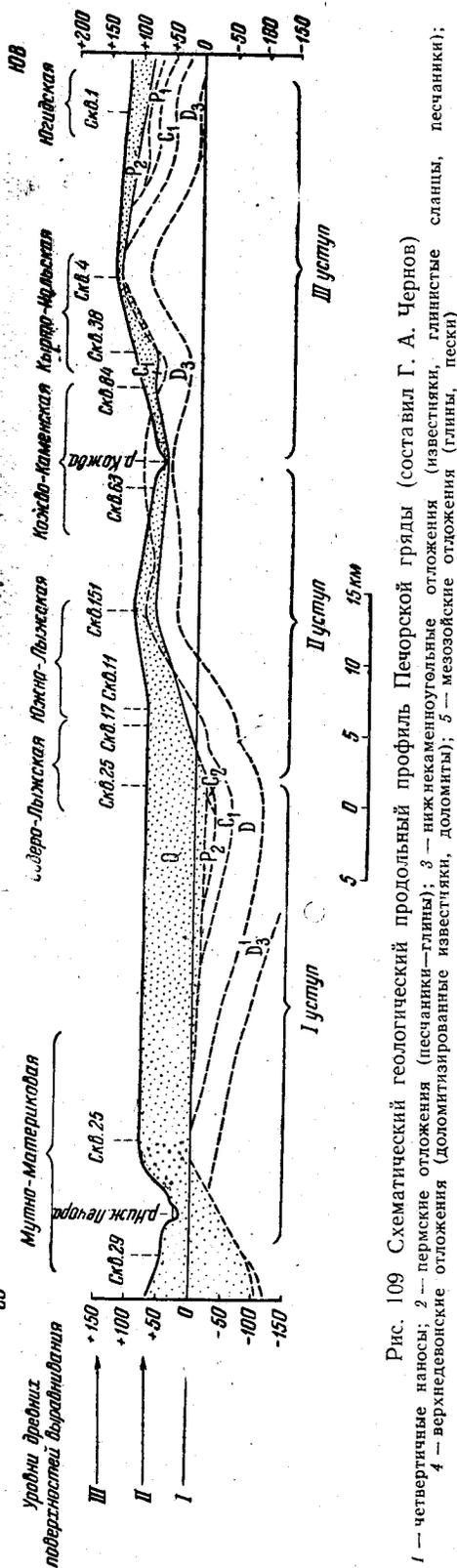


Рис. 109 Схематический геологический продольный профиль Печорской гряды (составил Г. А. Чернов)

1 — четвертичные наносы; 2 — пермские отложения (песчаники—глины); 3 — нижнекаменноугольные отложения (известняки, глинистые сланцы, песчаники); 4 — верхнедевонские отложения (доломитизированные известняки, доломиты); 5 — мезозойские отложения (глины, пески)

шенной к востоку полосой магнитных максимумов, прослеживающихся до Баренцева моря.

В. Я. Авров и другие исследователи предполагают, что Печорская впадина осложнена по восточной периферии зоной глубинных разломов, отделяющих ее от области с, возможно, иным комплексом складчатого фундамента. Различное простирание разных частей этой зоны разломов может свидетельствовать о разновозрастности развитых в ее пределах нарушений. Печорская гряда на участке от Нарьян-Мара до Мутного Материка представляет единую зону. Южнее она ветвится, и наиболее четко выделяются две более крупные ветви: юго-восточная и южная. Юго-восточная ветвь как бы продолжает Печорскую гряду и, сохраняя ее простирание, прослеживается до западных склонов Урала, где она, по-видимому, сочленяется с его краевым прогибом.

Южное ответвление в своей северной части выражено в структуре осадочного покрова в виде тектонических поднятий Ольго-Вейнюр-Тереховейских и Западно-Керковожского. Эти поднятия достаточно большой амплитуды с крутыми юго-западными крыльями. Простирание этих структур юго-восточное, т. е. соответствующее общему простиранию Печорской гряды. Южнее эта зона разломов принимает почти меридиональное направление, прослеживающееся далеко на юг. В структуре осадочного покрова она выражена здесь гораздо слабее. Ей отвечают поднятия малой амплитуды и структуры с пологими крыльями (Чикшинский, Лемьюзский и Савиноборский своды и Джебольская зона поднятий).

Формирование этой более западной зоны разломов, тянущейся к югу, связывается с более поздним этапом структурного развития Приуралья, а именно, с образованием Предуральского предгорного прогиба, наложенного на более древние структуры платформенного типа. Предполагаемые здесь глубинные разломы фундамента в большинстве случаев не достигают поверхности и переходят во флексуры и другие типы локальных нарушений осадочного покрова. Связь этих нарушений с разломами подтверждается, в частности, характерным расположением локальных тектонических структур в виде цепочек.

Область Печорской гряды характеризовалась в девоне значительным прогибанием и накоплением осадков большей мощности, чем в прилегающих более западных районах (Солнцев и Кушнарева, 1957).

В связи с этим некоторые исследователи, как М. Ф. Касьянов, В. А. Левченко и др., считали возможным называть зону Печорской гряды «девонской парагеосинклиналью». Но в каменноугольном периоде наибольшее прогибание охватило область Печорской впадины, а в районе Печорской гряды началось нарастающее поднятие.

В пределах Печорской гряды отчетливо выступают локальные антиклинальные структуры, представляющие значительные поднятия, такие, как Югдское, Кыртайольское, Кожво-Каменское, Южно- и Северо-Лыжское и Мутно-Материковское. Эти структуры оконтурены локальными гравитационными максимумами и проверены бурением. Это антиклинали с более крутым западным крылом и более пологим восточным. Так, например, в поднятии Мутный Материк наклон западного крыла 40° , а восточного — не более 10° . Амплитуда восточного крыла превышает 1500 м. В ядрах антиклиналей Печорской гряды выступают под четвертичным покровом девонские породы. Только в Северо-Лыжском поднятии вскрыты в ядре каменноугольные отложения. Югдское поднятие, расположенное на юго-восточном погружении Печорской гряды, сложено пермскими породами.

В направлении к Нарьян-Мару известно теперь еще два локальных максимума — Лебединский и Шапкинский, которым, вероятно, также соответствуют крупные поднятия.

Общая дислоцированность затухает на юго-восточном продолжении Печорской гряды, которая погружается в Предуральский прогиб. Здесь ее продолжение можно видеть в пологих складках пермских пород Воя-Сопляских дислокаций, которые, как было указано раньше, уже непосредственно связаны со структурами западного склона Урала.

Иной характер имеют локальные структуры, развитые в Припечорской зоне гравитационных максимумов, прослеживающихся на участке Чикшино — Троицко-Печорск и южнее. Они выражены значительно менее рельефно и не фиксируются локальными гравитационными максимумами, а только приурочены к общей полосе Припечорской зоны аномалий силы тяжести. Большинство этих структур выявлено электроразведкой и сейсморазведкой на фоне моноклиналиного восточного погружения обширной зоны в общем горизонтально залегающих пород. Структуры, за исключением Чикшинского района, располагаются в пределах прибортовой Илыч-Печорской части предгорного прогиба Урала. Западным ограничением прогиба является Припечорская зона гравитационных максимумов. С востока к ней примыкает довольно широкая зона магнитных максимумов, местами достаточно интенсивных.

Авторы работы, опубликованной под редакцией В. Я. Аврова (1959), видят причину магнитных аномалий этой зоны в излияниях и внедрениях основной магмы, связанной с предполагаемыми глубинными разломами. Помимо этого, те же исследователи предполагают, что дополнительно, а местами и основное возмущающее действие оказывают ферромагнитные примеси в пермских терригенных отложениях, что уже было отмечено для Башкирской части Предуральского прогиба. С этой точки зрения интересно отметить, что В. И. Чалышев (1959) наблюдал скопления магнетитового песка в верхнепермских отложениях бассейна Средней Печоры. Но все же, чтобы удовлетворительно объяснить наблюдавшиеся кривые силы тяжести гравитационных максимумов Печорской гряды и Припечорской зоны, во всех случаях необходимо, по мнению Аврова и др., предполагать здесь прежде всего внедрение тяжелых масс со средней плотностью 3, т. е. основных и ультраосновных пород.

Западная и внутренняя части Большеземельской тундры. Выше уже было указано, что в области распространения рифейской (древнебайкальской) складчатости, которая тянется от юго-западной границы Тимана до гряды Чернышева и поднятия Чернова, особый район представляет участок, расположенный между Печорской грядой и западной окраиной Печорского угленосного бассейна. Это тот участок, где А. П. Карпинский предполагал существование погребенного выступа докембрийского древнего фундамента — «Пыткова камня», где Панов рисовал жесткий «Печорский клин», в центре которого Н. Н. Тихонович допускал наличие «внутреннего погребенного докембрийского массива».

За последние годы вся территория этой западной части Большеземельской тундры охвачена региональной аэромагнитной съемкой, а в западной и восточной частях этой территории проведена гравиметрическая съемка. Аномальное поле Большеземельской тундры на первый взгляд как будто подтверждает предположение о том, что это участок платформы с докембрийским фундаментом, более древним, чем древнебайкальский фундамент Тимана и Печорской депрессии. В Большеземельской тундре отчетливо выраженное аномальное поле характеризуется чередованием максимальных и минимальных зон и

резко отличается от слабоаномального, большей частью отрицательного поля Тимана и Печорской депрессии. Это позволило Р. А. Гафарову (1955 г.) говорить о «Большеземельской докембрийской плите» (Калинина и Фотиади, 1959).

Однако изучение магнитного и гравитационного поля Большеземельской тундры с учетом всех данных по геологическому строению окружающей тундры территории привело к иным представлениям, изложенным в работе, опубликованной под редакцией Аврова (1959 г.), и в статьях Э. Э. Фотиади (1959) и О. А. Калининой и Э. Э. Фотиади (1959).

В этих работах подчеркивается, что максимумы магнитной аномалии на всей обширной территории Большеземельской тундры отражают не только строение кристаллического фундамента. На периферии ее они связаны с крупными дизъюнктивными дислокациями, глубинными разломами, по которым происходили неоднократные излияния базальтов. На пространствах, прилегающих к Уралу, должно быть учтено обогащение пермских толщ магнетитом, о чем уже говорилось выше. Весьма важное значение для решения вопроса о возрасте фундамента Большеземельской тундры имеет преобладающее полосовое простираание магнитных аномалий в северо-западном направлении. Оно ясно выражено во внутренних частях тундры и совпадает с простираанием аномалий силы тяжести. Это говорит о развитии здесь складчатости тиманского направления и того же байкальского возраста (рифейская фаза байкальской складчатости). В это время геосинклинальное развитие было характерно и для районов Полярного и Северного Урала. Область Большеземельской тундры была внутренней зоной этой обширной рифейской геосинклинали, а внешней ее зоной являлась Тиманская область, примыкавшая непосредственно к Русской платформе с более древним, вероятно, карельским, докембрийским складчатым фундаментом. Внешняя Тиманская зона отличалась значительно меньшей лабильностью, чем внутренняя. Существование более «жесткой» глыбы можно предполагать, по-видимому, в северо-восточных частях Большеземельской тундры в виде некоего срединного массива внутри рифейских складчатых комплексов. Между внутренней и внешней зонами рифейской складчатости того времени протягивались крупные глубинные разломы. Существование их выражено в настоящее время полосой максимумов силы тяжести Печорской гряды, с которой сопряжена полоса магнитных максимумов. Анализ гравитационного и магнитного поля Большеземельской тундры позволяет наметить следующие ее крупные структурные элементы.

Вместо обширной Колвинской впадины, существование которой предполагалось между Печорской грядой и грядой Чернышева, здесь прослеживается область высокого положения фундамента, отмеченная зоной сопряженных гравитационных и магнитных максимумов. На участке, расположенном между устьем р. Усы и грядой Чернышева, изучение гравитационного и магнитного полей позволяет проводить связь с Предуральским прогибом, а на севере узкой полосой протягивается к северо-западу, примыкая с востока к Печорской гряде почти на всем ее протяжении до Нарьян-Мара.

Во внутренних районах Большеземельской тундры располагается обширная зона поднятий почти меридионального простираания, названная Колвинским сводом. К западу от этого поднятия проходит Лае-Верхне-Шапкинская впадина, а с восточной стороны — Мореюсская, очень узкая в южной части, но расширяющаяся и углубляющаяся к северу, по направлению к Хайпудырской губе.

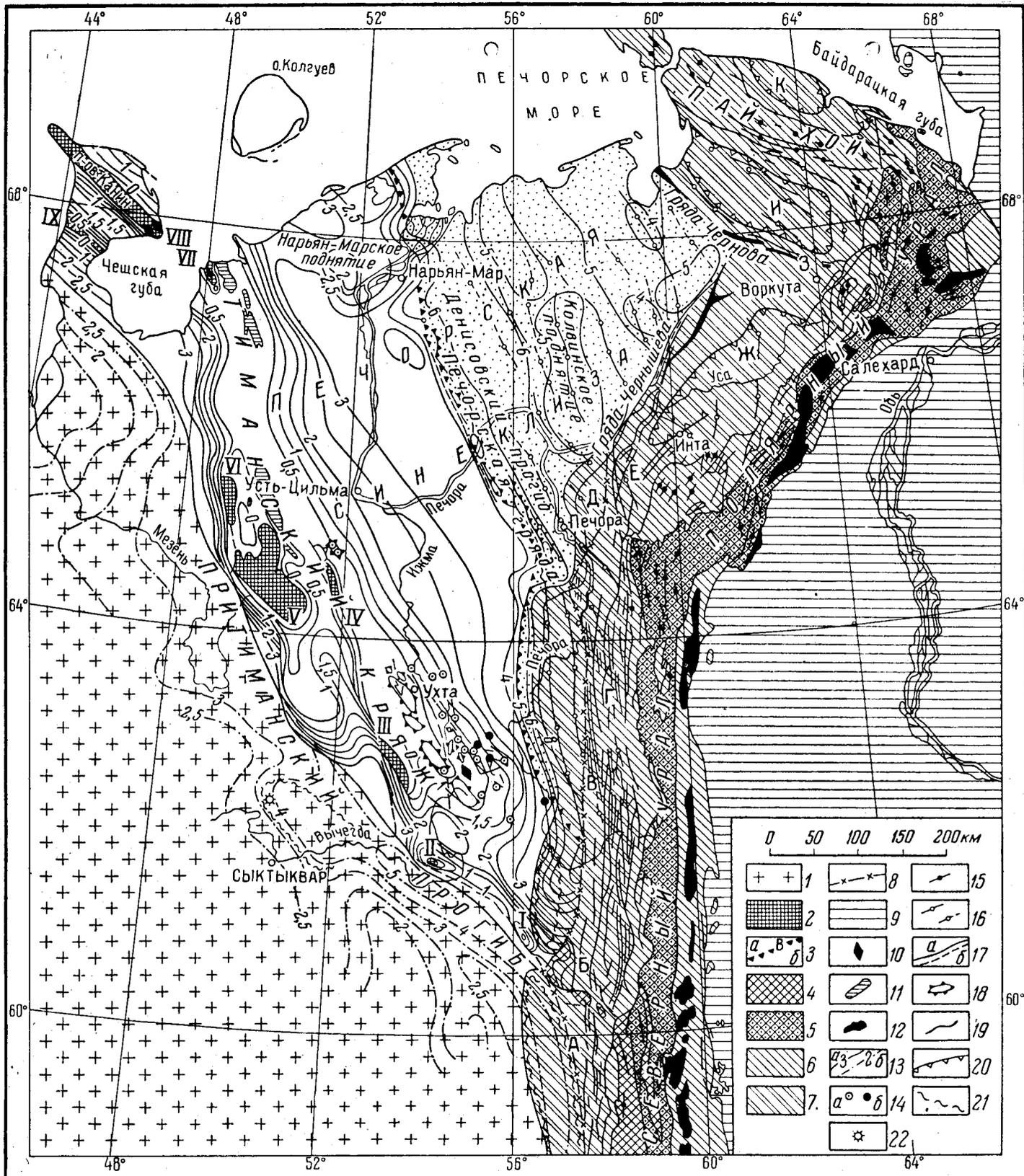


Рис. 110. Схема тектоники Северо-Востока Русской платформы (по В. В. Журавлеву и Р. А. Гафарову)

1 — платформа с архейским и карельским складчатым фундаментом; 2 — выходы рифейского складчатого фундамента на Тимане и п-ове Канин: I — Ксенофонтovo, II — Джеджим-Парма, III — Очь-Парма, IV — Вымская гряда, V — Четласский Камень; VI — Цильменская гряда, VII — Тиманский Камень, VIII — Канин Камень, IX — мысы Лудоватые; 3 — платформа с рифейским складчатым фундаментом (а — зона развития многосинклинальных формаций рифея, б — зона развития эвгеосинклинальных формаций рифея; в — граница между ними); 4 — зона развития многосинклинальных формаций рифея на Урале; 5 — зона развития эвгеосинклинальных формаций рифея на Урале (отложений ордовика, силура, девона и карбона); 6 — зона развития среднего и верхнего структурных ярусов герцинской складчатости на Урале; 7 — Предуральский краевой прогиб; А — Соликамская впадина, Б — поперечное поднятие Полюдова края, В — Верхне-Печорская впадина, Г — Тиманское поперечное поднятие, Д — Больше-Сыньская впадина, Е — поперечное поднятие южной части гряды Чернышева, Ж — Интинская впадина, З — поперечное поднятие восточной части гряды Чернова, И — Коротайхинская впадина, К — Карская впадина; 8 — граница между внешней и внутренней зонами Предуральского краевого прогиба; 9 — эпигерцинская платформа под мезокайнозойским покровом; 10 — интрузии в составе рифейского складчатого фундамента на Тимане и Канине; 11 — девонские базальты Тимана; 12 — габбро-перидотитовые интрузии Урала; 13 — изогипсы по кровле складчатого фундамента (а — архейского и карельского, б — рифейского); 14 — скважины (а — вскрывшие складчатый фундамент, б — не достигшие его); 15 — основные простирания на Урале; 16 — оси магнитных максимумов и минимумов; 17 — разломы (а — установленные, б — перекрытые отложениями, развитыми на поверхности и предполагаемые); 18 — платформенные складки; 19 — антиклинальные складки Предуральского краевого прогиба; 20 — контуры впадин во внутренней его зоне; 21 — области развития соляной тектоники; 22 — соляные купола

Лайская зона сопровождается полосой магнитных максимумов, которые объясняются наличием эффузивных покровов или основных магматических внедрений. Эти магматические проявления связаны с зоной Припечорских глубинных разломов.

На северо-западе, в районе Нарьян-Мара, Лайская полоса магнитных максимумов обрывается, и магнитное поле становится почти нормальным. Но еще далее к северо-западу (несколько западнее устья р. Печоры) вновь появляется обширный магнитный максимум, уходящий на дно Баренцева моря. По расчету магнитных аномалий здесь намечается обширное поднятие фундамента — Малоземельский, или Нарьян-Марский, свод. На основании гравитационной характеристики можно предполагать неглубокое залегание сланцевого фундамента в пределах Малоземельской тундры.

К востоку от Колвинского свода предполагается еще одно крупное по площади, но пологое поднятие древнего фундамента — Адзвинский свод. Он отделен от Колвинского зоной погружений, на севере граничит с областью поднятия Чернова, на юго-востоке — с грядой Чернышева. Расчет магнитных аномалий показывает, что Адзвинский свод, поднятие Чернова, восточная часть Коратаихской впадины и южный склон Пай-Хоя принадлежат одной зоне приподнятого залегания магнитовозмущающих масс. По всей вероятности, магнитовозмущающими массами являются эффузии в толще перми и мезозоя.

К изложенным представлениям близки взгляды В. В. Журавлева на структуру фундамента северо-восточной внешней части Русской платформы, изложенные им в выступлении на V геологической конференции Коми АССР. Его точка зрения нашла выражение в тектонической карте данной области и Северного Урала, составленной им и Р. А. Гафаровым (рис. 110). На этой карте отмечены следующие основные черты тектоники Печорского клина.

Северо-восточный внешний угол Русской платформы, простирающийся от гряд Чернышева и Чернова до Тимана включительно, представляет область развития рифейского складчатого фундамента. К юго-западу от Тимана располагается область более древней карельской или архейской складчатости.

От гряды Чернова до Печорской гряды фундамент Печорского клина сложен эвгеосинклинальными формациями рифея, залегает глубоко и представляет внутреннюю зону геосинклинали. Полоса глубинных разломов отделяет внутреннюю зону от внешней, где развиты миогеосинклинальные отложения рифея. В области Печорской гряды складчатый рифейский фундамент воздымается от 4 до 6 км. Далее прослеживается очень пологий подъем по направлению к Тиману, где фундамент выступает на поверхность в отдельных блоковых структурах.

К юго-западу от Тимана располагается Предтиманский прогиб, возникший уже на более древнем (карельском) основании. В области прогиба глубина залегания древнего карельского фундамента около 3—5 км. Далее, по направлению к юго-западу, происходит его воздымание.

Журавлев подчеркивает, что уже к началу накопления осадков ижма-омринского комплекса (возможно, соответствующего гдовско-ламинаритовым слоям Русской платформы) Тимано-Уральская геосинклиналь была молодой платформой. Начиная с ордовика, на развитие ее оказывало существенное влияние формирование Уральской геосинклинали. Вместе с тем влияние структур, созданных байкальской складчатостью, достаточно четко ощущается в пределах герцинского Урала.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРА И СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Север и Северо-Восток Русской платформы, т. е. пространства между Балтийским щитом и Тиманом, Уралом и Пай-Хоем, являются до сего времени геологически наименее изученными районами Европейской части СССР. Поэтому и в представлениях об их строении, особенно тектоническом, глубинном, существует еще много неясностей и противоречий.

Большое значение для познания тектонического строения интересующей нас территории имеют геофизические исследования, особенно региональные — гравиметрическая и аэромагнитная съемки, которыми в пределах этой территории освещены большие площади. Детальные геофизические исследования как методами, названными выше, так и электроразведкой и сейсморазведкой, проведены на меньших участках.

Результаты всех видов геофизических исследований, особенно региональных, анализируемые совместно с общегеологическими данными и данными глубокого бурения, также частично уже обсуждались в ряде опубликованных работ (Гафаров, 1958; Фотиади, 1955а, 1957б; Калинина и Фотиади, 1959). В настоящей работе сделана попытка обобщить те геофизические материалы, которые положены в основу современных представлений о тектоническом строении Севера и Северо-Востока Русской платформы.

Известно, что в платформенных районах крупные структурные формы осадочного покрова находятся в непосредственной зависимости или контролируются структурой складчатого фундамента. При изучении последней большое значение приобрели данные геофизических исследований.

В 1957 г. была составлена схематическая структурная карта рассматриваемых районов (рис. 111), в основу которой положены соответствующие геологические данные, причем для погруженных частей фундамента ими являются только немногочисленные данные глубокого бурения; недостаток геологических исследований восполнен геофизическими данными, в первую очередь, региональных гравитационных и магнитных съемок.

Методика геологического истолкования этих данных исходит из тех предпосылок, что гравитационное поле представляет суммарный эффект ряда возмущающих факторов, среди которых собственно геологическими являются влияния неоднородности строения как осадочного покрова, так и складчатого фундамента. В последнем случае понимается как влияние колебаний рельефа поверхности фундамента, так и неоднородности его внутренней структуры. Аномальное геомагнитное поле в значительно более «чистом» виде отражает неоднородность строения фундамента, поскольку породы осадочного покрова в большинстве случаев практически являются немагнитными. Принятая методика интерпретации предполагает совместное использование аномалий, гравитационных и магнитных. В отношении первых эта методика предполагает разложение наблюдаемого поля на слагающие поля, имеющие очевидную геологическую природу (влияние осадочного покрова и отдельных его крупных фашиально-литологических комплексов, а также влияние внутренней структуры фундамента), а затем самостоятельный анализ каждого такого поля в отдельности. Данные магнитных исследований при этом используются как для качественного геологического истолкования, причем совместно с гравиметрическими данными, так и для расчетов

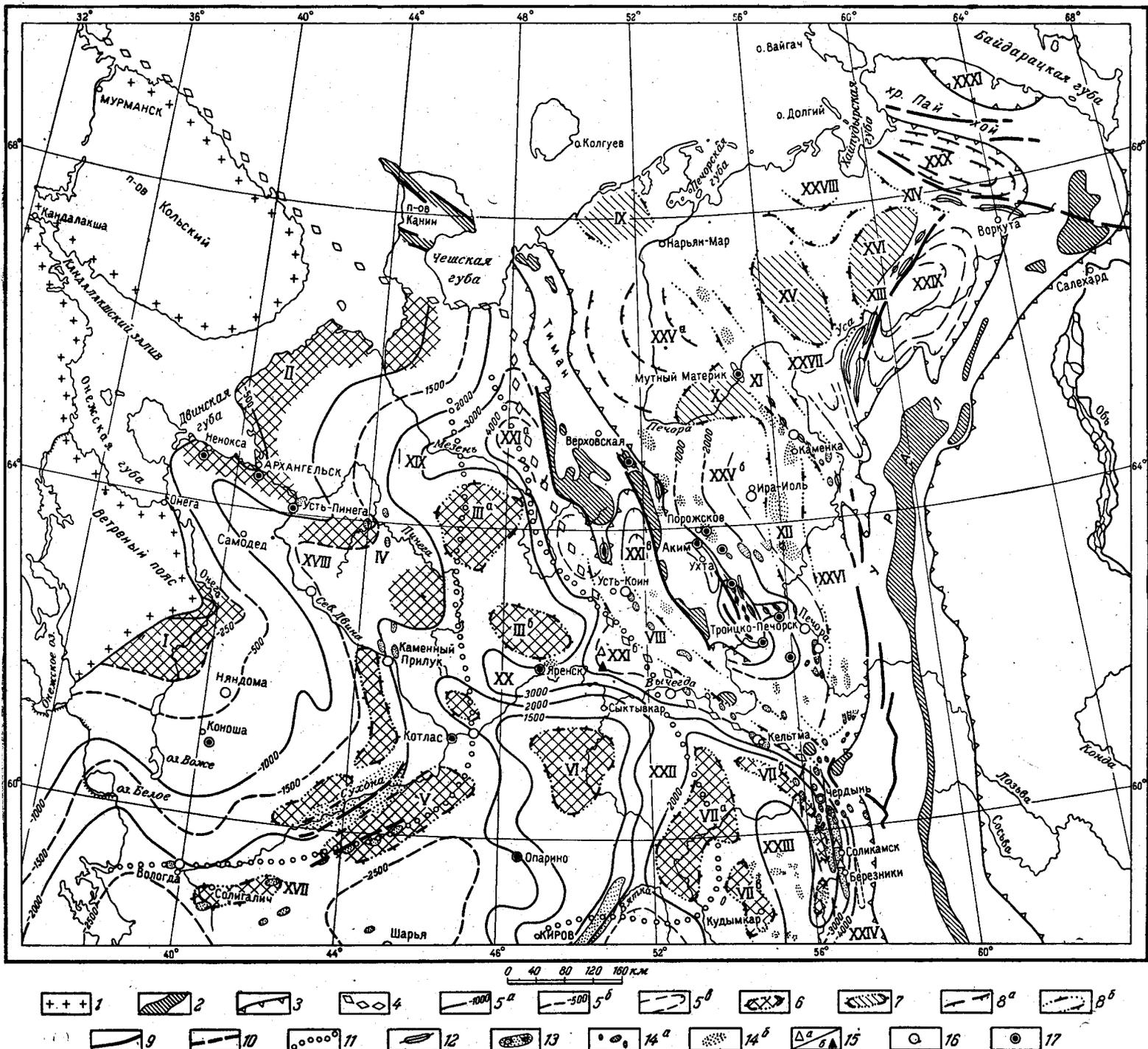


Рис. 111. Схематическая структурно-тектоническая карта Севера и Северо-Востока Русской платформы (по О. А. Калининной и Э. Э. Фотиади)

1 — восточная граница обнаженной части Балтийского щита; 2 — выходы на поверхность метаморфических сланцев на Тимане и свиты «М» на Урале; 3 — схематическая граница Тимана (по отложениям девона — карбона), западного склона Северного и Полярного Урала и Тимана и Пай-Хоя; 4 — зона предполагаемого разграничения гранито-гнейсового и сланцевого комплексов складчатого фундамента. Изогипсы поверхности складчатого фундамента: 5а — по данным бурения и расчетов; 5б — магнитных аномалий; 5с — условные изогипсы; 6 — локальные выступы докембрийского фундамента; 7 — локальные выступы рифейского (сланцевого) фундамента. Контуры некоторых структурных элементов, в том числе предгорных впадин: 8а — по геологическим данным, 8б — по геофизическим данным; 9 — крупные дислокации на Урале, Тимане и Пай-Хое; 10 — некоторые предполагаемые разломы во внутренних районах; 11 — главный мезозойский «ров»; 12 — складки на Тимане и «грядах» Чернышева, Чернова и т. д.; 13 — крупные поднятия в осадочном покрове («валы»). Локальные поднятия в осадочном покрове: 14а — по геологическим данным, 14б — по геофизическим данным. Соляные купола: 15а — по геологическим данным, 15б — по геофизическим данным; 16 — скважины, не достигшие фундамента; 17 — скважины, достигшие фундамента. Выступы и зоны глубинных разломов. I—VII — между Балтийским щитом, Тиманом и Средним Уралом; I — Онежский выступ, II — Кулойский выступ, IIIа, б — Пинежский выступ, IV — Архангельско-Покшенский выступ, V — Кичменгский выступ, VI — Сысольский выступ, VIIа, б, в — Верхне-Камский выступ, VIII—XVI — между Тиманом, Уралом и Пай-Хоем, VIII — Обдырско-Джеджим-Парминская «гряда»; IX — Малоземельский выступ; X — Усть-Цильменский выступ; XI, XII — Печорская «гряда» и Припечорский уступ — зоны предполагаемых глубинных разломов в фундаменте; XIII — «гряда» Чернышева; XIV — поднятие Чернова; XV — Колвинский выступ; XVI — Адьвинский выступ. Впадины фундамента: XVII—XXIV — между Балтийским щитом, Тиманом и Средним Уралом; XVII — Среднерусская, XVIII — Самадеевская, XIX — Мезенская, XX — Яренская, XXIа, б, в — Западно-Тиманская, XXII — Локчимская, XXIII — Ложвинская, XXIV — Соликамская (предгорная), XXV—XXXI — между Тиманом, Уралом и Пай-Хоем: XXVa, б — Печорская, XXVI — Илыч-Печорская, XXVII — Лайская, XXVIII — Мореюская, XXIX — Усинская (предгорная), XXX — Коротайтинская, XXXI — Карская

глубин до поверхности — так называемой «верхней кромки» магнитовозмущающих объектов, которую в ряде случаев удается отождествлять с поверхностью кристаллического фундамента. Подобные расчеты дают такие сведения о магнитной восприимчивости возмущающих масс, которые позволяют делать предположения о вещественном составе фундамента.

Поскольку расчетами глубин до поверхности кристаллического фундамента по магнитным аномалиям в настоящее время пользуются довольно широко, следует несколько остановиться на вероятной природе магнитовозмущающих масс в различных частях рассматриваемой территории. Безусловно, что геологическая природа таких масс разнородна, и далеко не везде глубины до них могут отождествляться с глубинами до поверхности фундамента. Весьма вероятны и такие случаи, когда подобные массы (главным образом основные и ультраосновные породы, но иногда и различные метаморфические породы со значительным содержанием магнетита) находятся на некоторой глубине в теле фундамента, либо, наоборот, залегают внутри осадочного покрова (различные эффузивные покровы или пластовые внедрения), либо, наконец, пласты значительно обогащены магнетитсодержащими примесями. В последних случаях для определения глубин до магнитовозмущающих объектов применение многих из существующих методов расчета, в том числе и широко распространенного способа касательных, является принципиально неправильным, поскольку все эти способы пригодны лишь для случаев вертикальных или крутопадающих пластов с большим распространением на глубину (Соколов, 1956).

В районах Русской платформы фундаментом являются архейские карельские, а в районах, примыкающих к Тиману с запада, видимо, карельские. Они подверглись значительной эрозии и поэтому магнитовозмущающие массы в них обычно достигают поверхности фундамента.

В комплексе сланцевых пород фундамента Тиманской зоны подобное положение имеет место далеко не повсеместно. Магнитовозмущающие массы, вообще развитые здесь весьма ограниченно, находятся на различных глубинах в теле фундамента, редко достигая его поверхности. В районах, расположенных вблизи Урала, особенно Полярного Урала, а также Пай-Хоя, наблюдаемые магнитные аномалии в ряде случаев обусловлены эффузивами и внедрениями основных пород в мощную толщу развитых здесь пермских отложений. На различных участках Предурального прогиба имеет место значительное обогащение отдельных горизонтов осадочного покрова (в основном верхнепермских) примесями магнетитсодержащих минералов, транспортированных сюда при размыве железорудных месторождений, а также ультраосновных (перидотитовых) интрузий на Северном и Полярном Урале.

Приведенные данные учтены при истолковании магнитных аномалий, развитых в различных частях рассматриваемой территории. В частности, при определении рельефа фундамента в районах между Балтийским щитом и Тиманом данные расчетов магнитных аномалий, выполненные Р. А. Гафаровым, по поясненным выше причинам, использованы в значительно большей степени, чем аналогичные данные для районов между Тиманом, Уралом и Пай-Хоем.

Электроразведочные и сейсморазведочные данные в настоящей главе использованы главным образом для нанесения на карту локальных поднятий в осадочном покрове. В некоторых случаях подобные данные использованы для уточнения строения осадочного покрова на глубоких горизонтах и значительно более редко — при построении рельефа поверхности складчатого фундамента (например, на восточном склоне Ветреного пояса).

Обратимся к описанию карты (см. рис. 111), предварительно заметив, что основные крупные черты тектонической структуры рассматриваемых районов и, в частности, районов между Балтийским щитом и Тиманом были установлены уже в 1954—1958 гг. (Фотиади, 1955б).

В настоящее время в связи с проведенной здесь региональной аэромагнитной съемкой произведена детализация прежних построений (Гафаров, 1957 г.; Калинина и Фотиади, 1959).

Северные районы русской платформы

На значительных пространствах, между Балтийским щитом и Тиманом, строение поверхности складчатого фундамента контролируется погребенным и довольно далеким продолжением структурных элементов Кольского полуострова, Восточной и Юго-Восточной Карелии. Непосредственное продолжение структуры Кольского полуострова устанавливается в погребенном, так называемом Кулойском выступе, глубоко вдающимся двумя языками в прилегающие районы. Восточное Нижне-Мезенское ответвление этого выступа внедряется в область, расположенную к югу от Чешской губы и, по-видимому, обуславливает отклонение к востоку структуры Северного Тимана. Западное ответвление — Архангельское — узким языком через Усть-Пинегу вытянуто далеко на юг, вплоть до верхнего течения р. Пинеги. Узкий, но относительно глубокий Самодедовский прогиб (впадина), представляющий непосредственное продолжение Кандалакшского грабена, отделяет Архангельский выступ от другого крупного выступа восточной части Балтийского щита — Онежского. Последний в значительной части является погребенным продолжением структуры Ветреного пояса. Погружение фундамента в пределах этого выступа происходит, по-видимому, уступами, а местами, вероятно, осложнено различными дислокациями типа разломов, а также локальными поднятиями и впадинами, имеющими несомненное отражение в структуре осадочного покрова (например, Сухонский вал и т. д.).

Онежский выступ на юге погружается в пределы Среднерусской впадины. Данные расчетов магнитных аномалий свидетельствуют о значительной неоднородности строения этой впадины, осложненной участками относительного подъема и опусканий поверхности фундамента. Первыми из них, видимо, являются показанные на прилагаемой карте Кичменгский, Солигаличский, к северу от Котласа и, вероятно, другие локальные выступы. Наиболее глубокие участки впадины намечаются к северу от г. Шарьи и к востоку от Рыбинского водохранилища. (Вполне вероятно, что при более детальном изучении и в этих участках впадины будет установлена неоднородность их структуры.)

Область погружения фундамента из Среднерусской впадины через относительно узкий прогиб у Котласа распространяется в более северные районы, имеющие вообще чрезвычайно сложное строение (частое чередование участков относительно повышенного и пониженного залегания фундамента).

На северо-западе продолжение Среднерусской впадины имеет непосредственную связь с Самодедовской впадиной, а на северо-востоке соединяется с впадинами Западного Притиманья. Соединение это, видимо, весьма древнее, осуществляется узкими, но глубокими прогибами — Мезенским и Яренским (возможны и другие), которыми в додевонское время поддерживалась непосредственная связь древней Среднерусской впадины с областью Канино-Тиманской геосинклинали.

Среднерусская впадина отделяет Онежский выступ от другой крупной области относительного подъема фундамента, выделяемой ранее под названием Сысольско-Верхнекамского выступа (Фотиади, 1957б).

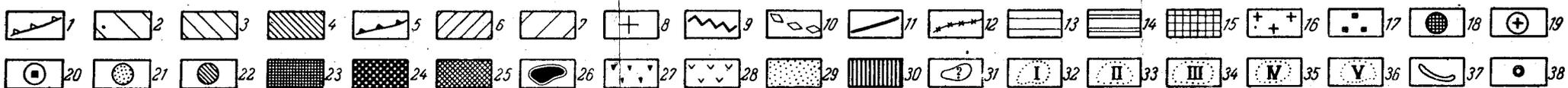
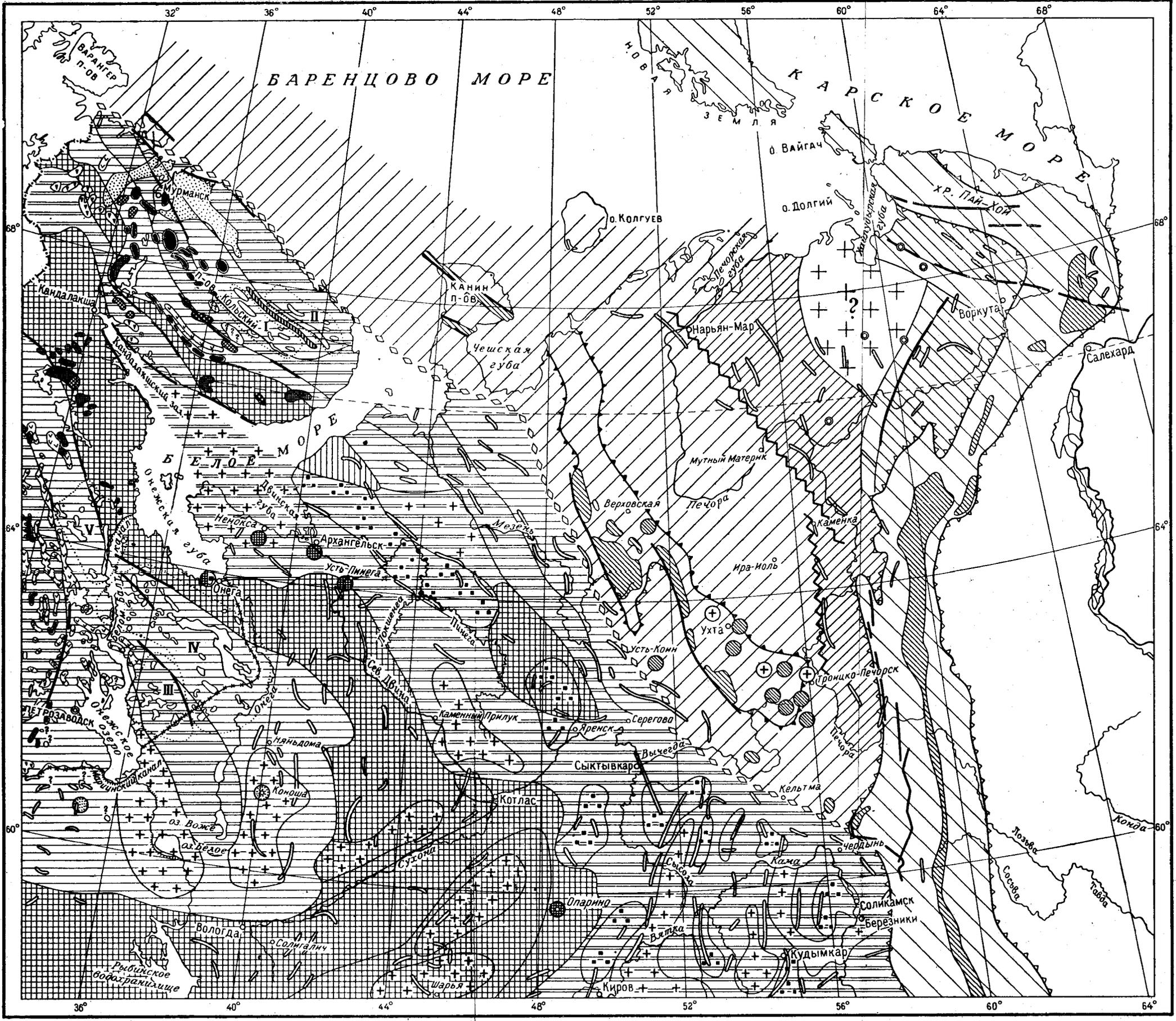


Рис. 112. Схема районирования складчатого фундамента Севера и Северо-Востока Русской платформы (по О. А. Калинин и Э. Э. Фотиади)

Палеозойские складчатые комплексы: 1—границы Урала и Пай-Хой; 2—выходящие на поверхность (Урал, Пай-Хой, Новая Земля и др.); 3—погребенные (Усинская и Коротайхинская впадины). Рифейские складчатые комплексы: 4—выходы на поверхность метаморфических сланцев на Тимане и свиты «М» на Урале; 5—примерные границы современного Тимана (по С+Д); 6—погребенная внутренняя зона; 7—погребенная внешняя зона; 8—средний гранито-гнейсовый массив; 9—зоны внутренних глубинных разломов; 10—зоны предполагаемого разграничения гранито-гнейсового и сланцевого комплексов складчатого фундамента; 11—тектонические контакты (разломы, сбросы). Докембрийские складчатые комплексы: 12—юго-восточная граница Балтийского щита; 13—поздние карелиды; 14—ранние карелиды; 15—архейские гнейсовые комплексы (беломориды)—средние массивы в карелидах (?); 16—«очаги» микроклинизации; 17—породы типа основных гранулитов Кольского полуострова (гиперстеновые диориты и т. д.). Породы складчатого фундамента, вскрытые буровыми скважинами: 18—древнейшие гнейсы и мигматиты; 19—граниты без расчленения по возрасту; 20—основные и ультраосновные породы (нерасчлененные); 21—отложения иотния—овруча (верхний протерозой); 22—метаморфические сланцы. Типы магнетитовозмущающих объектов Кольского полуострова и Карелии: 23—аномалии, приуроченные к основным и ультраосновным породам без разделения (титаномагнетитовое оруденение, г.-н.—габбро-нориты); 24—только ультраосновные породы; 25—аномалии, приуроченные к ультраосновным и щелочным породам раннепалеозойского возраста, с которыми связано титаномагнетитовое оруденение (Африканда, Песочное и др.); 26—аномалии, приуроченные к магнетитовым сланцам и кварцитам, местами, возможно, к гиперстеновым диоритам (группа железорудных месторождений Кольского фьорда, Чудьозерская, Заимандровская и др. на Кольском полуострове; Костомукша, Гимолы и др. в Карелии); 27—аномалии, связанные с гиперстеновыми диоритами (гранулитовой формации Кольского полуострова); 28—аномалии, связанные с дайками и силлами диабазов и габбро-диабазов среднего протерозоя (частично с титаномагнетитом); 29—аномалии Мурманского берега, вероятно отражающие ассимиляцию гранитами древних магнетитосодержащих толщ; 30—аномалии, связанные с наличием крупнопадающих тел габбро-анортозитов (северный контакт свиты Кейв); 31—аномалии, природа которых не установлена или неясна. Некоторые аномальные зоны, обусловленные смешанными причинами. Кольский полуостров: 32—аномалии, связанные с наличием в свите Кейв основных даек и силлообразных тел (амфиболитов). Пограничные аномалии, возможно, связанные с наличием магнетита в контакте щелочных гранитов со сланцами свиты Кейв; 33—в ряде случаев природа аномалий не установлена; часть их, возможно, связана с дайками диабазов, другие—с магнетитовыми сланцами нижнего протерозоя; южная полосовая аномалия, возможно, указывает на присутствие тел, подобных габбро-анортозитам Северных Кейв, Карелии и Ветреного Пояса; 34—аномалии в поле развития образований P_г и P_{г2}, обусловленные частью силлами и дайками диабазов, частью магнетит- и пирротит-содержащими сланцами; 35—Ветренный пояс—дайки и силлы с основными (диабазы, оливниновое и безоливниновое габбро и др.) и ультраосновными (перидотиты, пикриты и др.) породами; 36—Заонежская группа—дайки и силлы диабазов и других крупнопадающих основных пород. Магнитные аномалии в районе с глубоко залегающим фундаментом: 37—простираения полосовых аномалий; 38—изомерные аномалии

1 Для Кольского полуострова и Карелии районирование по геологическим данным (по Л. Я. Харитонову); для районов глубокого залегания фундамента— по геофизическим данным (по Э. Э. Фотиади).

Данные аэромагнитной съемки последнего времени позволяют представить более дробное структурное расчленение этой области. В ее пределах локализуются два наиболее крупных выступа — Сысольский на западе и Верхнекамский на востоке, разделенные между собой областью погружения фундамента — Локчимской впадиной. Значительная дифференциация структуры выясняется и в пределах Верхне-Камского выступа, где локализуется несколько отдельных его вершин, причем западная и восточная части выступа разграничены довольно крупной Ложвинской впадиной. Восточная часть Верхне-Камского выступа погружается в пределы Соликамской предгорной впадины.

К северу от Сысольского выступа (в междуречье Мезени и Пинеги), отделенная от него глубокой, но узкой Яренской впадиной, на востоке сливающейся с впадиной Западного Притиманья, располагается область относительно повышенного залегания фундамента, выделяемая под названием Пинежского выступа. Последний, вероятно, состоит из нескольких вершин (на карте показаны две наиболее крупные). Узкая Мезенская впадина, подобная Яренской, отделяет Пинежский выступ от выступа Кулойского.

Кулойский, Пинежский и Сысольско-Верхнекамский выступы образуют приподнятую зону докембрийского фундамента, представляющую северо-восточное обрамление древнего ядра Русской платформы. Зона сочленения разновозрастных комплексов фундамента древних докембрийских на западе и сланцевого на востоке проходит, вероятно, в пределах Западно-Притиманских впадин, причем, судя по развитым здесь интенсивным полосовым магнитным максимумам, сочленение это осуществляется в обстановке значительной дислоцированности глубинными разломами, которым местами сопутствуют внедрения и связанные с последними излияния основной магмы. Местами, вероятно, имеет место надвижение сланцевого комплекса на метаморфизованные комплексы более древнего докембрия, подобно тому, как это наблюдается на островах Варангере, Рыбачьем и т. д.

Намечается несколько впадин, располагающихся вдоль западного склона Тимана, разделенных между собой отдельными перемычками — участками относительно повышенного залегания фундамента. Как показывают расчеты, глубины магнитовозмущающих масс во впадинах достигают 5000 м и более. Особый интерес представляют впадины Юго-Западного Притиманья, расположенные в зоне интенсивного гравитационного минимума. Судя по наличию внутри этой зоны полосы относительного уменьшения аномалии силы тяжести, простирающейся от Обдырского поднятия к выступу Джеджим-Пармы, рассматриваемую впадину следует предполагать расчлененной на две части: северную, непосредственно примыкающую к разрывным дислокациям Среднего и Южного Тимана, и южную, контактирующую с платформенными районами. Полоса относительного гравитационного максимума, видимо, отражает погребенную гряду сланцевого фундамента (либо его резкий уступ), отдельные выступы и блоки которой имеют отражение в разновозрастных структурах осадочного покрова, перемещенных от Четласского Камня через Обдырское поднятие, Большие Пороги и Джеджим-Парму в направлении на Ксенофонтovo. В последних районах продолжение сланцевой гряды можно предполагать в структуре Колвинско-Вычегодского вала (Чочиа, 1955).

Остановимся несколько подробнее на вопросах внутреннего строения фундамента районов между Балтийским щитом и Тиманом.

На рис. 112 приведена схема предполагаемого строения складчатого фундамента в северных и северо-восточных районах Русской платформы, которая в значительной степени основана на соответствующей интерпретации магнитных и гравитационных, главным образом так

называемых «остаточных», аномалий. Поскольку выше уже приводилась краткая характеристика крупных черт подобных полей, обратимся к их непосредственному истолкованию. Так, Кольско-Мезенскую и Беломорско-Архангельско-Шенкурскую полосы максимумов силы тяжести, которые на западе, на южном берегу Кольского полуострова и в Восточной Карелии, заходят в области распространения беломорских гнейсов, естественно истолковывать подобным же образом и в их восточной части. Для южной полосы это подтверждается данными бурения в Нёноксе, на о-ве Кий (Онежская губа), в Архангельске и Усть-Пинеге. Природа северной полосы максимума, видимо, несколько отлична от южной, поскольку в пределах Кольского полуострова максимальные аномалии распространены, помимо участков развития гнейсовой толщи на юге полуострова, и в области развития образований серии Варзуга. Что касается зоны отрицательных аномалий, расположенной между рассматриваемыми полосами максимумов, то на западе пониженные поля заходят в пределы Кандалакшского залива, где предполагается преобладание гранитоидных комплексов. Такая трактовка находит определенное подтверждение в возрастании степени гранитизации (мигматизации) беломорских гнейсов в направлении от районов побережья к центру Кандалакшского залива. По-видимому, основной источник гранитной магмы находится под дном этого залива и Белого моря, т. е. в западной части интерпретируемой полосы относительного понижения аномалий силы тяжести. С подобным предположением согласуется и проявление значительной микроклинизации в гнейсах Нёноксы и Архангельска и исчезновение ее в породах фундамента Усть-Пинеге и о-ва Кий.

Большая конкретизация может быть достигнута при соответствующем истолковании магнитных аномалий. При описании последних подчеркивалось, что аномалии, развитые в северных районах, являются непосредственным продолжением подобных же аномальных зон Кольского полуострова и Карелии и что на этом основании можно говорить об общности геологической природы таких зон. Представляется, что фундамент восточной части рассматриваемых районов состоит из различных комплексов карельских образований типа Кейв и Варзуга. Вероятно наличие здесь и образований, подобных основным гранулитам Сальных тундр и т. д. Подобное же основание (интенсивные полосовые максимумы T_a) существует и для предположения о некотором продолжении в юго-восточном направлении карельских образований Ветреного пояса. На пространствах между максимумами восточной зоны и Ветреного пояса, как уже говорилось, вероятно широкое развитие гнейсовых комплексов беломорского типа, в различной степени гранитизированных внедрениями калиевых гранитов. Здесь возможно и наличие отдельных очагов микроклинизации, как это показано на рис. 112. Подобные предположения основываются как на магнитной, так и на гравитационной характеристике рассматриваемых районов. Существенно подчеркнуть, что намеченные здесь древнейшие гнейсовые и гранито-гнейсовые комплексы, в том числе и беломорские, имеют непосредственную связь с подобными же комплексами центральных и восточных районов Русской платформы и через северо-западные районы объединяются со свекофенидами Финляндии и Швеции (Фотиади, 1958). Что касается групп магнитных максимумов на восточном погребенном склоне Балтийского щита, то в ряде случаев они, видимо, обусловлены развитием габбро-норитов и других пород с повышенным содержанием магнетита, характерных для комплекса беломорских гнейсов. В других случаях подобные максимумы, возможно, отражают сравнительно молодые (раннепалеозойские) разломы, осложнившие этот склон щита,

с которыми связаны внедрения, а местами и излияния пород основной магмы (о-в Кий и др.).

Разломную природу и связанные с ней внедрения и излияния пород основной магмы можно предполагать и для крайних восточных полосовых магнитных максимумов, приуроченных к зоне сочленения канино-тиманского сланцевого комплекса с карелидами более западных районов. Косвенным подтверждением наличия здесь подобных внедрений и покровов на различных горизонтах осадочного чехла является присутствие диабазов в кепроке Сереговского соляного купола¹ и структуры Сысольско-Верхнекамского выступа, которые располагаются на юго-востоке рассматриваемой территории. Учитывая характер развитых здесь гравитационных и магнитных аномалий, распространяющихся и далее к югу, мы можем истолковывать их как отражение, видимо, широко развитых здесь в фундаменте фаций гнейсо-пироксеновой высоко-температурной ступени глубинного метаморфизма (катазоны), а также габбровых и других основных пород типа верхнеархейских основных гранулитов. В обстановке значительной гранитизации таких комплексов весьма возможно образование гибридных чарнокитового облика, подобно тому, как это установлено на ряде участков Татарского выступа.

Таковы общие современные представления о строении фундамента северных районов Русской платформы.

Несколько слов о структуре осадочного покрова. Имеющиеся в настоящее время, хотя и скудные, данные позволяют говорить о древнем заложении морфоструктуры докембрийского фундамента. Последняя поэтому в первую очередь контролировала образование структуры древних кембро-синийских толщ, наибольшая мощность которых приурочена к впадинам фундамента. На его выступах эти отложения либо отсутствуют вовсе, либо имеют сильно сокращенную мощность. Особенно большие мощности древнепалеозойских отложений нужно предполагать в восточных впадинах: Яренской, видимо, Мезенской и, возможно, в других, подобных им, через которые в раннем палеозое осуществлялось соединение древних внутренних впадин Русской платформы и в первую очередь древней Среднерусской с геосинклинальной Канино-Тиманской областью. В более северных районах, по направлению к Архангельску, происходит сокращение мощности кембро-синийских отложений.

Данные о локальных структурах палеозойских отложений, более древних, чем верхнепермские, для рассматриваемых районов почти отсутствуют. Можно предположить, что в ряде случаев такие структуры имеют непосредственную связь с локальными структурными формами или другими дислокациями фундамента. Что касается молодых образований осадочного покрова, особенно мезозойских, то их структурный план, видимо, почти не связан со структурой фундамента, а наложен на нее, о чем, например, свидетельствует положение так называемой Мезенской молодой впадины, выполненной отложениями триаса, юры, а местами и мела и являющейся северной частью главного мезозойского рва Русской платформы. На рис. 111 можно видеть, что впадина эта располагается как над положительными, так и над отрицательными структурными элементами фундамента.

Случаи несоответствия структурного плана на различных горизонтах осадочного покрова (вплоть до инверсии) довольно широко известны в ряде центральных и восточных районов Русской платформы (Розанов, 1957). По рассматриваемым районам пока нет надлежащего

¹ Имеются данные из отчета Э. А. Кальберг (1950 г.), свидетельствующие о том, что диабазы в пределах Сереговского купола рвут соль.

материала для серьезного обсуждения подобных вопросов. Имеющиеся данные, отраженные на карте, позволяют предполагать, что в этих районах существуют примеры как прямых, так и обратных и промежуточных соотношений структурного плана фундамента и различных горизонтов осадочного покрова.

Следует обратить внимание на специфический по своему генезису тип локальных структур, широко распространенный в юго-восточной части рассматриваемой территории. Имеются в виду локальные поднятия пермских отложений, связанные с пластическими деформациями сульфатных (гипсы и ангидриты) и галогенных (каменная соль) пород. Для подобных структур характерно наличие отчетливых поднятий по верхнепермским отложениям и по поверхности кунгура (опорный электрический горизонт). На более глубоких горизонтах эти структуры исчезают (Розанов, 1957).

Особое распространение подобные структуры имеют в районах развития пермских отложений вблизи Предуральского прогиба. В частности, большинство «геофизических» структур в Верхнем Прикамье и других аналогичных районах, по-видимому, имеет подобный генезис.

Явно солянокупольные структуры установлены геофизикой и бурением в Юго-Западном Притиманье (Серегово). Анализ гравитационной карты дает основание предполагать, что область соленакопления и солянокупольной тектоники в этих районах имеет связь с подобной же областью в пределах Соликамской впадины. Возможно, что в этой зоне существовал ряд различных бассейнов — лагун, разобщенных между собой, но одновременных и образовавшихся в одинаковой физико-географической обстановке.

Районы Северо-Востока Русской платформы

Структурные построения, относящиеся к территории, расположенной между Тиманом, Уралом и Пай-Хоем, значительно более схематичны, нежели для только что рассмотренных районов Севера Русской платформы. Причина заключается как в слабой геологической изученности этих районов, так и в значительно меньшем использовании по уже изложенным причинам данных расчетов магнитных аномалий.

Гипсометрия сланцевого фундамента имеется лишь для западной части Тимано-Печорской области и основана на данных глубокого бурения. На большей же части рассматриваемой территории можно ограничиться лишь выделением крупных структурных элементов, в значительной степени обоснованных на качественном истолковании геофизических данных.

Схематизированные контуры складчатых сооружений показаны: 1) для Тимана — примерно по границам выходов на поверхность девонских, а местами каменноугольных отложений и 2) для Урала и Пай-Хоя — по контурам выходов на поверхность палеозойских отложений.

Современная структура Тимана имеет сбросово-складчатый характер. Различные разрывные дислокации определили наземное и подземное расчленение сланцевого комплекса на ряд гряд, вытянутых в северо-западном направлении, погружающихся уступами по сбросам в разделяющие эти гряды продольные понижения. Восточная часть древнего Тиманского складчатого сооружения глубоко погребена в пределах Печорской впадины (до 3—4 км). Есть основание предполагать, что последняя не образует единой «ванны», а имеет общий наклон к востоку. На этом фоне можно ожидать наличия сильноэродированных выступов и впадин, отражающих древнюю пенепленизированную поверхность горных сооружений. Локализующиеся во внутренних частях Печорской

впадины гравитационные минимумы, видимо, отражают увеличенные мощности терригенного комплекса верхней перми, мезозоя и четвертичных пород, т. е. отражают молодые — «наложенные» локальные впадины. Характер гравитационного поля (зона относительного максимума) в пределах петли р. Печоры дает основание предполагать здесь присутствие выступа в фундаменте, названного Усть-Цилемским. Приуроченность петли Печоры именно к рассматриваемой зоне, видимо, является геоморфологическим отражением этого выступа.

На севере Печорская впадина, не доходя до побережья Баренцева моря, видимо, замыкается. В Малоземельской тундре на основании гравитационных и магнитных данных можно предполагать наличие другого погребенного выступа, параллельного Северному Тиману (см. рис. 111).

Как уже говорилось, по восточной и северо-восточной периферии Печорская впадина ограничена Припечорской и Печорской полосами гравитационных максимумов, сопровождаемых сопряженными максимумами магнитными, несколько смещенными относительно первых к востоку. В пределах названных магнитных максимумов глубины магнитовозмущающих масс оцениваются соответственно около 10 км для южного (расположенного в пределах Илычской впадины) и 5 км для северного (Лайского) участков, уменьшаясь еще более к северо-западу.

Учитывая характер гравитационного и магнитного аномальных полей в пределах рассматриваемой территории (причем особенно магнитного, поскольку здесь происходит резкая смена зон различных типов этого поля), а также сопряженность полосовых гравитационных и магнитных максимумов, с достаточным основанием можно считать, что Припечорская и Печорская полосы максимумов силы тяжести отражают крупные различия в глубинной структуре соседних областей. Наиболее вероятно, что по восточной периферии Печорской впадины располагается зона глубинных разломов, разделяющих Тимано-Печорскую область и область, расположенную от нее к востоку с, возможно, иным комплексом складчатого фундамента.

С существованием предполагаемых глубинных дислокаций, вероятно, связано образование развитых в рассматриваемых зонах локальных поднятий в осадочной толще, имеющих в этом случае характер так называемых «шовных» структур, причем в пределах Печорской гряды последние выражены более резко, чем в Припечорской зоне.

К северо-востоку от Печорской гряды расположены огромные пространства Большеземельской тундры, простирающиеся до Пай-Хоя, Баренцева моря, Северного и Полярного Урала. Геологическое, особенно глубинное, строение большей части этой территории неизвестно. Лучше, хотя и неравномерно, изучены районы Печорского угленосного бассейна, приуроченные к восточной части рассматриваемой области. По характеру аномального магнитного поля, как уже говорилось, эта область проявляется отчетливо выраженным чередованием максимальных зон, что весьма резко отличает ее от Тимано-Печорской области и приближает к внутренним областям Русской платформы. На основании расчетов глубин магнитовозмущающих объектов в пределах рассматриваемой области выделяется несколько участков повышенного (Колвинского и Адзвинского выступов) и пониженного (Лайской и Мореюской впадин) залегания фундамента. Никаких других более обоснованных данных о предполагаемой структуре внутренних районов Большеземельской тундры пока нет.

Более отчетливо строение рассматриваемой области выясняется по ее периферии. Так, ее восточное ограничение составляет тянувшаяся на несколько сотен километров складчатая структура гряды Черны-

шева. Между последней и Полярным Уралом расположена крупная наиболее северная впадина — «ванна» Предуральского прогиба (Усинская, или Воркутская, по Н. С. Шатскому). Подобная же впадина — Коротайхинская примыкает с юга к Пай-Хою. Усинская и Коротайхинская впадины характеризуются зонами интенсивных минимумов силы тяжести.

Для рассматриваемых районов характерно наличие двух систем структурных элементов: одна — Уральская, доминирующая в примыкающих к нему районах, и вторая — Пай-Хойская, почти перпендикулярная к первой, характерная для районов, прилегающих к Пай-Хою.

Подобные отчетливо различные ориентировки структурных элементов видны в различии простираций Усинской и Коротайхинской впадин, а также в ориентировке складчатых полос гряды Чернышева, ограничивающей Усинскую впадину на западе, и гряды Чернова, ограничивающей Коротайхинскую впадину с юга и отделяющую ее от Усинской впадины.

Магнитные аномалии, приуроченные к некоторым участкам этих впадин, видимо, связаны главным образом с наличием базальтовых покровов внутри пермской толщи, проникших в нее по сети многочисленных дизъюнктивных дислокаций, частично уже установленных на ряде участков рассматриваемых районов.

Не говоря о крупных нарушениях, ограничивающих, например, гряду Чернышева с востока (Адакский сброс) или Коротайхинскую впадину с севера, со стороны Пай-Хоя, и еще целого ряда разломов, установленных непосредственно на Полярном Урале и Пай-Хое, следует указать на возможность существования глубинного разлома или зоны дислокаций, предполагаемых на основании гравитационных данных на южной периферии Коротайхинской впадины. С подобными дизъюнктивами, видимо, связаны развитые здесь многочисленные проявления эффузивной деятельности.

Вероятное продолжение предполагаемой зоны дислокаций можно усматривать в дислокациях, разграничивающих Северный и Полярный Урал. Геофизические (гравитационные и магнитные) данные дают основание проследивать эту зону дислокаций и далее в том же направлении, через восточный склон Урала, в пределы прилегающих к нему пространств Западной Сибири.

Несомненно, что предполагаемая зона глубинных дислокаций должна была активно влиять на развитие и соотношение крупных структурных элементов на крайнем северо-востоке Русской платформы, Полярном Урале и в других прилегающих районах.

Специальный интерес представляет вопрос о характере сочленения Урала с Пай-Хоем.

Обратимся к вопросам внутреннего строения складчатого основания между Тиманом, Уралом и Пай-Хоем (см. рис. 112).

В настоящее время наиболее распространены взгляды Н. С. Шатского, Н. Н. Тихоновича, А. Н. Мазаровича и др., считающих Тиман западной частью огромного рифейского (верхнепротерозойского — частично древнепалеозойского) складчатого сооружения, занимавшего весь северо-восток Русской платформы, а на северо-западе включавшего области, где ныне сохранились его остатки в дислокациях Канина полуострова, о-ва Кильдина и Варангер-фиорда (восточная часть древней Грампианской геосинклинали).

Существуют представления, впервые высказанные А. П. Карпинским, о некоей древней «жестокой глыбе» («Пытков Камень»), располагающейся на крайнем северо-востоке и обусловившей резкое отклонение Полярного Урала к северо-востоку. В различных вариантах сход-

ные представления обсуждаются в работах Н. Н. Тихоновича, Е. М. Люткевича, О. А. Калининой, М. Ф. Касьянова и др. Наиболее крайними воззрениями в этом вопросе являются представления Д. Г. Панова, согласно которым область между Тиманом, Уралом и Пай-Хоем рассматривается под названием допалеозойского «Печорского клина», т. е. считается, что фундамент этой области составляют докембрийские складчатые образования (Панов, 1957). На основании соответствующего истолкования данных аэромагнитной съемки подобные же представления развивает ныне Р. А. Гафаров (1956 г.).

Выше уже отмечалось, что резко отличная характеристика аномального магнитного поля Тимано-Печорской области и районов Большеземельской тундры дает основание говорить о различной структуре складчатых комплексов их фундамента. Граница между ними представляется в виде зоны глубинных разломов, которая в соответствии с гравитационными данными — узкой полосы довольно интенсивного максимума — ориентирована на северо-востоке в северо-западном, а на юге — почти в меридиональном направлениях.

Полосовой характер и значительная протяженность некоторых магнитных максимумов в пределах Большеземельской тундры, имеющих северо-западную, тиманскую, ориентировку, а также ряд геологических данных и в первую очередь значительное распространение на Северном и Полярном Урале пород свиты М и геосинклинальный характер сланцевых и вулканогенных доордовикских образований, дают основание говорить об общности складчатой рифейской структуры фундамента на большей части рассматриваемых северо-восточных районов Европейской части СССР.

Представляется, что наиболее интенсивное геосинклинальное развитие испытали области, располагавшиеся в пределах современных пространств Большеземельской тундры, составлявшие как бы внутреннюю зону этой геосинклинали. Последнее, в частности, находит отражение в выдержанности ориентировки большинства магнитных (и частично гравитационных) аномальных зон, что нужно расценивать как отражение складчатых комплексов со значительным развитием в них вулканогенных формаций, а также внедрений основных интрузий.

Собственно Тимано-Печорская область составляла, видимо, внешнюю зону рассматриваемой рифейской, а возможно и более древней, геосинклинали и непосредственно примыкала к северному району Русской платформы, фундамент которой составляли архейские и карельские образования. О возможном характере сочленения этих разновозрастных складчатых комплексов в пределах впадин Западного Притиманья говорилось выше.

Внешняя и внутренняя зоны рифейской складчатой области северо-восточных районов, по-видимому, разграничиваются крупной зоной дизъюнктивов — глубинных разломов (полоса Печорских максимумов силы тяжести и сопряженных с ними максимумов магнитных), возникшей как результат различий внутренней структуры этих зон.

В своем последующем развитии внутренняя зона, видимо, отличалась значительной тектонической мобильностью и, вероятно, испытала частичное «наложение», а местами и переработку структуры в каледонском и герцинском этапах тектоногенеза, подтверждение чему можно видеть в сложных формах антиклинальных структур, развитых на Пай-Хое, гряде Чернышева и поднятиях Чернова. В северо-восточной части рассматриваемой зоны характер аномального магнитного поля (невыдержанность простираний аномальных зон) дает основание для предположения о существовании здесь срединного жесткого массива внутри рифейских и раннепалеозойских складчатых комплексов, обусловившего

резкое отличие простирающихся прилегающих к нему структурных элементов.

Внешняя Тимано-Печорская зона в эти периоды отличалась значительно меньшей мобильностью, что получило соответствующее отражение в типах развитых здесь структур, местами близких к платформенным, либо к типам переходным, характерным для краевых прогибов.

Особо следует остановиться на вопросе о вероятном возрасте фундамента отдельных «ванн» Предуральского и Предпайхойского прогибов в пределах рассматриваемой территории. Существование герцинских складчатых структур гряды Чернышева и поднятий Чернова (первая некоторыми исследователями рассматривается как значительно приподнятый «блок», вырезанный из палеозойского складчатого комплекса, непосредственно связанного с уральским), обрамляющих Усинскую и Кортаихинскую впадины соответственно с запада и юга, дает основание говорить о подобном же возрасте фундамента в этих впадинах. Другое положение имеет место для Илыч-Печорской «ванны» Предуральского прогиба. Фундаментом для нее, видимо, является преобладающий сланцевый комплекс тиманского типа, непосредственно распространяющийся сюда из Тимано-Печорской области, хотя, вероятно, и осложненный наложением уральских складчатых форм.

Подытоживая в целом, следует еще раз подчеркнуть, что для большей части рассматриваемой территории ее фундамент составляют рифейские и раннепалеозойские погребенные складчатые сооружения, значительно распространившиеся как на запад (что, между прочим, находит отчетливое подтверждение в геофизических данных по Баренцевому морю), так и на восток. В первом случае их остатки, видимо, сохранились в дислокациях Канина, Кильдина и Варангер-фиорда. Восточнее их погребенное продолжение, вероятно, составляет значительную часть складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности, уходя далее на Саяны и Алтай.

Развитие Уральской герцинской геосинклинали, наложившейся на рифейскую складчатую толщу и рассекшей ее довольно широкой полосой с простираем, близким к меридиональному, не только значительно замаскировало (а местами переработало прежние структурные соотношения), но и привело в ряде случаев к образованию новых структурных элементов. В разграничении последних, видимо, значительную роль играют глубинные дислокации разломного типа, проявляющиеся и на гравитационном, и на магнитном аномальных полях и имеющие в ряде случаев определенное отражение в структуре осадочного покрова.

На рис. 111 показано большинство локальных поднятий в осадочном покрове, известных как по геологическим, так и по геофизическим данным. Не говоря о подобных структурах, контролируемых поведением относительно неглубоко погруженного сланцевого комплекса Тимана (структуры Ухтинской и Ижемской складок Нижне-Омринского поднятия и др.), или складчатых структурах: гряды Чернышева и поднятий Чернова и западных склонов Урала, следует обратить внимание на структуры, связанные, по-видимому, с глубинными дислокациями типа структур Печорской гряды и частично структур Припечорского уступа. Несомненна также связь ряда структур Тимано-Печорской области с палеозойским развитием Урала. С удалением от него это воздействие затухает. И, наконец, в районах, давящих к Предуральскому прогибу, развиты пермские поднятия, связанные с пластическими деформациями сульфатно-галогенных пород нижней перми, подобным изученным в более южных районах прогиба.

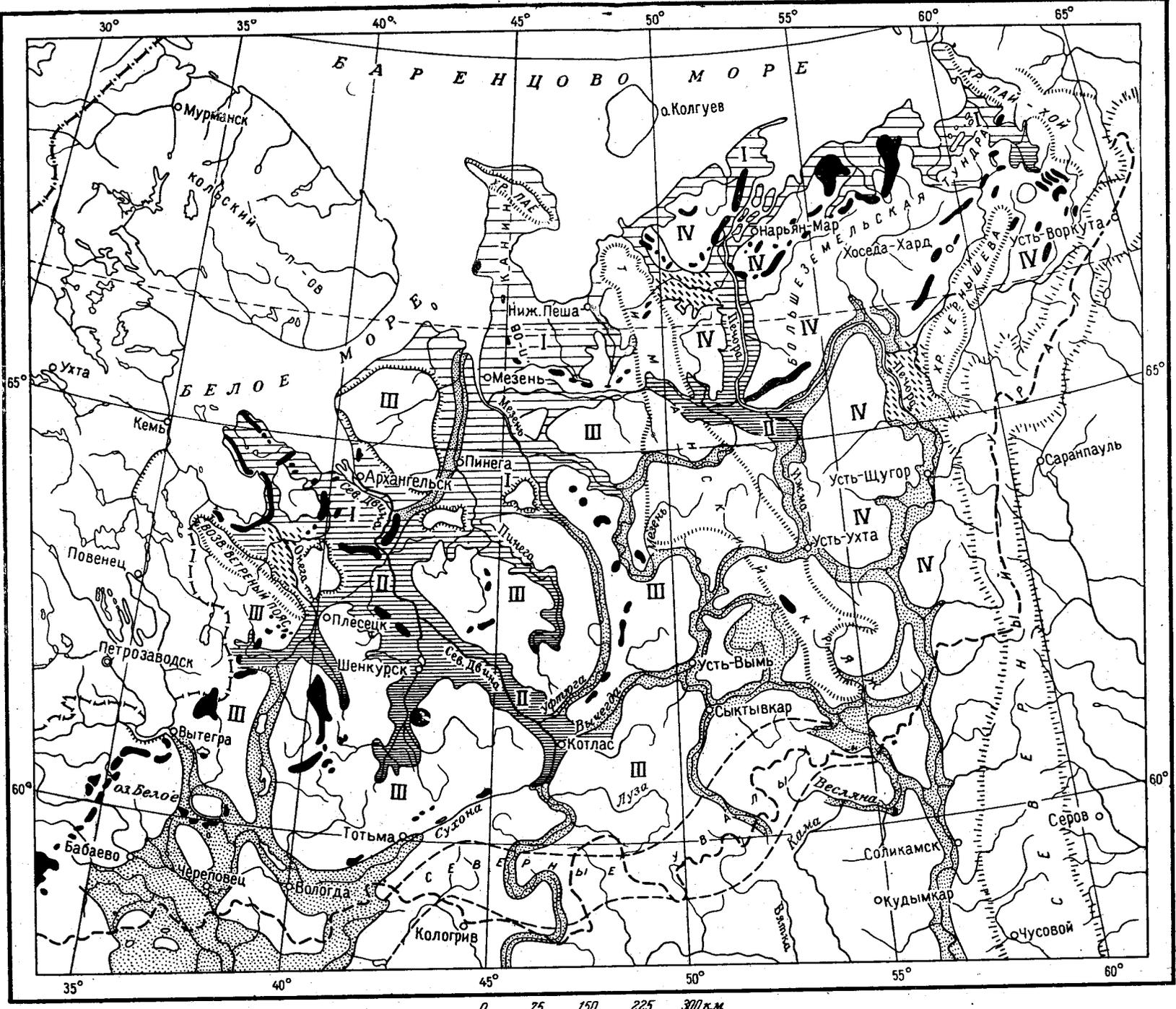


Рис. 113. Схематическая геоморфологическая карта Северного края (по С. А. Яковлеву)

1 — остовные горы; 2 — средневысотные горы; 3 — увалы; 4 — приморская низменная равнина; 5 — ложбины; 6 — докольная повышенная равнина; 7 — наложенная повышенная равнина; 8 — ледниковые протоки и протоки-озера; 9 — подпрусенные ледниковые озера; 10 — кончиморенные образования; 11 — уступы

ВВЕДЕНИЕ

Основными элементами геоструктуры Северного края являются на западе Балтийский кристаллический щит, в середине — Тиманский край и на восточной окраине — Северный и Полярный Урал с Пай-Хоем.

Каждый из этих элементов представляет собой приподнятые (выпуклые) части земной коры, тогда как пространства, лежащие между ними, являются относительно пониженными участками — впадинами. Между Балтийским кристаллическим щитом и Тиманом лежит Онего-Двино-Мезенская впадина, между Тиманом и Уралом — Печорская.

Из депрессионных форм земной коры в Северном крае наиболее древней является Онего-Двино-Мезенская впадина, которая начала образовываться, опускаясь под уровень моря, с кембрийского времени. Печорская впадина, включающая силурийские отложения, является, вероятно, более молодой. Впоследствии под влиянием горообразовательных процессов в ограничивающих впадины горных хребтах и под действием эпейрогенических движений эти впадины не раз испытывали колебательные движения, происходившие в верхнемеловое, а частично в третичное и четвертичное время.

В течение нескольких геологических периодов выпуклые элементы Северного края под действием денудационных процессов понижались и сглаживались, а депрессионные части его заполнялись осадками и выравнивались. Но и по настоящее время эти процессы не довершили до конца своей работы, и пластика Северного края зависит прежде всего от основных тектонических геоструктурных слагаемых, которые сказываются на рельефе местности и дают возможность разбить территорию Северного края на следующие основные геоморфологические районы или области (рис. 113):

- I. Балтийский кристаллический щит.
- II. Онего-Двино-Мезенская равнина.
- III. Хребты Пае и Тиман.
- IV. Уральская горная область.
- V. Хребет Пай-Хой.
- VI. Печорская измененность.

СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ТИМАН

Балтийский кристаллический щит

Балтийский кристаллический массив расположен в пределах Северного края лишь незначительной своей частью; в северо-западной части последнего наблюдается небольшая возвышенность из кристаллических пород — Ветреный пояс.

Ветреный пояс располагается к югу от Онежской губы Белого моря в виде невысокой гряды, вытянутой с северо-запада на юго-восток, от

Сумозера до горы Белой, близ среднего течения р. Онеги, всего протяжением около 240 км и шириной 5—30 км. Абсолютные высоты этой гряды колеблются от 150 до 350 м, а относительные над окружающей равниной — от 100 до 200 м. Сложена она из гнейсов и кристаллических сланцев, прорезанных извержениями палеобазальтов. Ветренный пояс представляет собой основную возвышенность.

Онего-Двино-Мезенская равнина

Онего-Двино-Мезенская равнина занимает пространство от западных пределов Северного края до Тиманского хребта на востоке, охватывая бассейны рек Онеги и Северной Двины, за исключением верхнего течения р. Вычегды, относящегося к Тиману, и почти весь бассейн р. Мезени, кроме верховья последней и некоторых правых ее притоков, также лежащих в области Тиманского хребта.

При общем наклоне в сторону Баренцева моря вся эта местность несколько варьирует по гипсометрическому уровню. Наиболее повышенные части равнины (до 200—233 м абс. высоты) лежат на юге, на водоразделе между бассейнами Северной Двины и Волги. Водораздел этот называют обычно Северными увалами.

Волго-Двинский водораздел, или Северные увалы. Под Северными увалами обозначается в географической литературе, начиная со времени Георги и кончая новейшими работами, слабоволнистый, а местами даже плоский Волго-Двинский водораздел. В. П. Семенов-Тянь-Шанский (1915) характеризует Северные увалы как холмистую и лесистую полосу с мягкими очертаниями рельефа, развитой речной сетью и малым числом озер зарастающего типа. Характерна ориентировка рек вдоль длинной оси этой увалистой полосы, в частности рек Сухоны и Вычегды.

По Н. С. Кобозеву и А. В. Хабакову (1931), Северные увалы на междуречье Северной Двины и Вятки представляют собой пологоволнистые или плоско заболоченные равнины, расположенные на высоте 230—250 м над уровнем Балтийского моря. Отдельные отметки, и то в исключительных случаях, не превосходят 260—270 м. «Заболоченность и плоский равнинный рельеф водораздельных плато Северных увалов скрадывают от глаз наблюдателя повышенные уровни местности и контрастируют с равнинными безлесными холмами более южных областей».

По Г. И. Лутугину (1924), Северные увалы характеризуются тем, что орография местности находится в тесной связи с ее гидрографией. Равнинность местности по мере удаления в междуречные пространства увеличивается, что, разумеется, зависит от уменьшения речек, а следовательно, и их размывающей силы. Переходы между двумя великими бассейнами, выраженные весьма мягко и едва заметно, представляют собой типы плоского водораздела с весьма пологими склонами. Местные крестьяне место истоков рек весьма метко называют «ровнядью».

Такое яркое несоответствие между незначительным гипсометрическим уровнем Северных увалов и современной их ролью, определяющей границы двух великих речных систем, Н. С. Кобозев и А. В. Хабаков объясняют следующим образом: «А priori» казалось бы вполне очевидным, что к югу от главной водораздельной линии, в бассейнах притоков р. Волги, между широких долин рек Вятки и Камы, высоты второстепенных водоразделов понизятся. Между тем, здесь, среди более развитой речной сети и, стало быть, среди наиболее размытой равнины, нередко находятся высоты, значительно превосходящие уровень 270—280 м. Так, например, известно, что истоки р. Камы лежат на высоте

303 м над уровнем Балтийского моря... В северо-восточной части Вятской губернии на водоразделах верховьев р. Вятки нередки высоты в 250—283 м. В западной части Вятской губернии, в полосе так называемого Вятского увала, высоты многих второстепенных водоразделов достигают уровня 260—275 м. Следует добавить, что средние отметки водоразделов в бассейне р. Вятки к югу от Северных увалов не уступают последним (230—245 м). По существу такая же картина наблюдается и в более западных частях Северных увалов на Вологодско-Двинском междуречье» (Кобозев и Хабаков, 1931).

Толща четвертичных отложений в водораздельной области увалов достигает большой мощности, и коренные породы лежат значительно ниже по сравнению с их залеганием в более южных местностях, где толща наноса, наоборот, уменьшается. По мнению Н. С. Кобозева и А. В. Хабакова, это объясняется геологическим строением областей, расположенных в бассейне р. Вятки к югу от водоразделов Северных увалов. Здесь наблюдается ряд тектонических поднятий в пермских породах, оси которых постепенно вздымаются к югу. В настоящее время многие из этих поднятий не отражаются на рельефе, но еще в недавнем геологическом прошлом они должны были определять положение главных водоразделов и контуры речных систем.

Первоначальный водораздел проходил южнее современного, и с него реки должны были течь на юг и север. Верхние части течения рек Вятки и Камы, ориентированные с юга на север, являются реликтами от первоначального общего направления этих рек. Наступивший затем ледник перегородил путь рекам к северу, и они должны были повернуть к югу частично по своим руслам, а частично по долинам второстепенных притоков. По мере отступления ледника и в начале послеледниковой эпохи возобновилась северная система рек, зародившаяся с новой линии водоразделов, каковыми и являются современные мало еще расчлененные равнинные площади так называемых «Северных увалов», с морфологической точки зрения не заслуживающих этого названия.

Цокольная повышенная равнина. Расположенные к северу от Северных увалов части Онего-Двино-Мезенской равнины можно рассматривать как ряд невысоких платообразных участков, разобщенных обширными низменными ложбинами с врезанной в них сетью речных долин.

Разобщенные платообразные участки, поднимающиеся от 150 до 230 м абсолютной высоты, соединенные мысленно друг с другом, представляют одну равнинную поверхность, обусловленную положением коренных пород палеозойского и мезозойского возраста, залегающих горизонтально или образующих слабые едва заметные уклоны с падением на юго-восток и отчасти на восток.

Лишь изредка коренные породы образуют очень пологие валообразные изгибы, например Вондогодский круж, поднимающийся на 222 м абсолютной высоты, или северное продолжение Вятского увала на водоразделе рек Сысолы и Локчима. В рельефе эти валы сказываются очень слабо.

Будучи сложенными породами неодинаковой сопротивляемости воздействию денудации — мягкими девонскими глинами и пермскими мергелями или более твердыми каменноугольными известняками, — платообразные участки различно противостоят разрушению, и поэтому на поверхности их имеются более возвышенные (Андомская гора и др.) и более пониженные пространства, как это видно на прилагаемом профиле вдоль Вологодско-Архангельской железной дороги.

Коренные породы, слагающие платформенные возвышенности, с поверхности прикрыты донной мореной и покровными лёссовидными

суглинками в среднем от 2 до 10 м мощности. Местами моренные отложения образуют холмистые ландшафты и грядообразные конечные морены, как-то: Кенозерская, Коношо-Няндомская, Шелиховская гряды, Лепшинская холмисто-моренная возвышенность и др. Моренные отложения в этих выпуклых формах рельефа достигают 50 и более метров мощности.

Равнина, образованная общей поверхностью платообразных участков, не является первоначальной равниной, вышедшей из-под бывших в этой местности палеозойских и мезозойских морей, так как, будучи сушей в течение нескольких геологических периодов, она в значительной степени пострадала от денудации; благодаря уничтожению больших масс ее пород обнажились более глубокие слои.

Поскольку эта равнина в основном сложена коренными породами и лишь в незначительной степени четвертичными, ее можно назвать цокольной повышенной равниной.

Ложбины и приморская низменная равнина. Разобщенные платообразные части цокольной равнины возникли от подразделения ее широчайшими впадинами — ложбинами, значительно превосходящими по своим размерам ложные в них современные долины рек.

Главными из таких ложбин являются: Северо-Двинская — длиной до 300 км, при ширине от 40 до 50 км; Важская — длиной 200 км и шириной от 30 до 35 км; Моша-Онежская — длиной 150 км и шириной от 25 до 40 км; Вычегодская — 40 км длиной и от 30 до 40 км шириной; Пинежская — 120 км в длину и около 20—25 км в ширину; Вожская — 150 км длиной и 20—30 км шириной; Мезенская — 150 км длиной и 40—50 км шириной; Пезовская — 75 км в длину и 20 км в ширину. Абсолютная высота ложбин более или менее однообразна: в местах, примыкающих к платообразным возвышенным участкам, носящим характер более или менее выраженных уступов, они покрыты изогипсами 100—120 м; наиболее же глубокие их части лежат на уровне 25—75 м, постепенно понижаясь в северном направлении. В северной части Архангельской области ложбины выходят из области возвышенной цокольной равнины и сливаются все вместе, образуя обширную приморскую низменную равнину до 100—300 км шириной. Последняя представляет по однообразию своей поверхности резкий контраст с цокольной равниной, отделяющейся в большинстве мест от первой крутым уступом. В Северо-Двинской ложбине такой переход от цокольной к приморской равнине местные жители окрестили названием «конецгорье».

Приморская равнина в своих наивысших частях покрыта изогипсой около 100—110 м, понижаясь к северу. В приморской равнине в отличие от цокольной равнины коренные породы расположены сравнительно глубоко, обнажаются редко и на больших пространствах покрыты мощной толщей четвертичных наносов. Но местами среди приморской равнины наблюдаются в виде островов возвышенные уцелевшие части цокольной равнины, сложенные из коренных пород, например участок, поднимающийся на высоту свыше 100 м и ограниченный с севера Беломорско-Кулойским уступом (Зеккель, 1934).

Приморская равнина сложена кембрийскими, может быть, девонскими и каменноугольными и затем пермскими породами. Поверхность приморской равнины разнообразится разбросанными в различных ее частях насаженными формами рельефа, как-то: холмистыми моренными ландшафтами, конечными моренами, камами и озами. В нижнем течении р. Северной Двины хорошо выраженная конечноморенная гряда располагается к югу от г. Холмогор, между селами Сийским и Ракула. Обширная конечноморенная гряда наблюдается к северу от среднего течения р. Пезы. Конечными моренами окружены Онежская губа на

Белом море и Онежский полуостров. В Двинском заливе, по западному его побережью, развит хорошо выраженный холмистый моренный ландшафт. Обширная камовая область располагается в верхнем течении правых притоков р. Онеги — реках Мудьюги и Кондомы. Озы наблюдаются в бассейне р. Ваймуги, к югу от конечной морены Тундра-Холмогоры и т. д.

Насажённые положительные ледниковые формы рельефа встречаются и в ложбинах. Так, в нижней половине Северо-Двинской ложбины находится обширная полоса холмисто-моренного ландшафта, расположенная к западу от с. Семеновского. Полоса вытянута с северо-запада на юго-восток на протяжении 60 км.

Приморская равнина и ложбины не связаны своим происхождением с тектоническими процессами, так как первая располагается на всех палеозойских отложениях вне зависимости от их структуры, а ложбины же в большинстве направлены к северу, к Баренцеву морю, т. е. в сторону, почти противоположную падению коренных пластов.

Заложение их произошло, может быть, еще в дотретичный период, так как в некоторых из них найдены третичные образования; последние были обнаружены Г. В. Горбатским (1935б) на р. Полтоме, правом притоке р. Пинеги, в виде кварцевых песков с прослойками лингита. В последнем А. Яромленко определил древесину, третичного вида *Cupressinoxylon* cf. *Brevanii* Meisn¹.

На основании этой находки можно думать, что и прочие ложбины были заложены на месте долин дотретичных рек, прорезавших цокольную равнину в направлении к Северному Ледовитому океану. В дальнейшем дотретичные долины были разработаны в четвертичное время морем в обширные заливы, которое на севере, по соседству с океаном, образовало трансгрессию, а глубже внутрь цокольной равнины проникло по долинам рек в форме ингрессии.

Трансгрессия размывала цокольную равнину по берегам океана и абразионную низменность, а ингрессия по рекам создала обширные заливы. Нахождение в приморской равнине и во всех ложбинах осадков с морской фауной подтверждает пребывание в них моря, захождение последнего по долинам внутрь страны и преобразование их в морские заливы.

Надвинувшиеся затем в область Северного края ледники перекрыли мореной платообразные возвышенности, врезанные в них ложбины в абразионную приморскую низменность, но сравнительно тонкий моренный покров не уничтожил противоположных элементов рельефа, различие высот которых достигает 50—100 м.

Талые воды ледников, располагавшихся на севере, будучи подпружены отступающим льдом, не могли воспользоваться ложбинами для проникновения к Северному Ледовитому океану; но в то же время они, за редким исключением, не были в состоянии течь к югу, так как тому препятствовали Северные увалы.

Для ледниковой гидрографии на Севере создались совершенно иные условия, чем в средней части Русской равнины, где талые воды спускались по рекам Волге, Дону и Днепру в Каспийское и Черное моря, или в Западной Европе, где они могли течь перед краем ледника, параллельно границе последнего, в сторону Северного моря.

На севере талые воды собирались в предуготовленные ранее впадины — ложбины, превращали их в обширные ложбинные озера, пополняли их и покрывали своими разливами значительные части цоколь-

¹ Третичный возраст этих отложений опровергнут Н. А. Пахтусовой, нашедшей в них келловейскую форму аммонита — *Cadoceras* sp. (1960 г.). — (Прим. ред.).

ной повышенной равнины; в результате на поверхности последней образовались озера и болота и отложились во многих местах покровные лёссовидные суглинки. Кое-где на южной окраине равнины, в области Северных увалов, талые воды находили себе частично выход через наиболее пониженные части водораздела и стекали в бассейны рек Камы и Волги (по р. Кельтме, в верховьях рек Сысолы и Юга с Лузою).

По мере сокращения льдов ложбинные озера продвигались к северу и, когда они нашли себе выход к океану, гидрография страны перестроилась — сток к югу прекратился; началось течение воды к северу; ложбинные озера стали преобразовываться в реки, занявшие своими долинами наиболее глубокие их части.

Северный край пережил несколько оледенений. Поэтому надо думать, что гидрография Севера претерпела многократные изменения, выразившиеся в тенденции речной сети установить в межледниковые века сток, подобный современному, в северном направлении, прерывавшийся во время оледенений под влиянием ледниковой подпруды, обратным стоком к югу.

Сток вод во время предпоследнего оледенения. Во время предпоследнего (3-го новоледниковья), когда край ледника располагался в северо-западной части Северной области, проходя по линии конечноморенных образований — Валдайской, Тихвинской, Андомской, Кенозерской и Холмогорской гряд, воды стекали одновременно в двух противоположных направлениях.

В предшествовавшее этому оледенению межледниковье сток вод в Онего-Двино-Мезенской равнине происходил подобно современному стоку по бассейну р. Северной Двины, которая выработала тогда свое русло и текла в Северо-Двинскую губу. Во время последовавшего затем оледенения ледник заполнил Белое море и Северо-Двинскую губу, дойдя по долине р. Северной Двины несколько южнее г. Холмогор до Холмогорской конечноморенной гряды. Р. Северная Двина, будучи подпруджена в этом месте льдом, направилась к востоку сначала по р. Пинеге до того места, где теперь расположен г. Пинега, а затем по долине р. Кулоя к северу, в Мезенскую губу, не занятую ледником. Таким образом, сток в северном направлении в течение предпоследнего оледенения не исчезал; р. Северная Двина лишь изменила свое направление, отойдя несколько к востоку. От этого времени в истории р. Северной Двины осталась хорошо разработанная Кулойская долина в 15—20 и более километров шириной, совершенно не соответствующая размерам р. Кулоя, текущей по ней в настоящее время. К северу от г. Пинеги можно хорошо видеть часть сухого ложа прежней р. Северной Двины, соединявшей долину р. Пинеги с широкой головной частью р. Кулоя. Только после отступления предпоследнего ледника р. Северная Двина прорвала Холмогорскую конечную морену и снова впала в Северо-Двинскую губу.

Иначе происходил сток в юго-западной части Северного края, не связанной с бассейном р. Северной Двины, так как тогда еще не существовало р. Сухоны. Реки Онега и Моша, будучи подперты ледником по линии Кенозерской конечноморенной гряды и конечной морены у с. Шелексы, не могли пробиться к Белому морю и повернули в обратную сторону — к югу. Воды их вместе с талыми водами ледника наполнили Мошинскую ложбину с озерами Лача, Воже, Кубенским и продолжение последнего к востоку — Сухонскую низину.

Возникшее длинное подковообразное Онего-Сухонское ледниковое озеро-проток, в отложениях которого у г. Вологды захоронена полярная флора, переполнилось через край и искало себе выходов к югу. Один из таковых возник в области Северо-Двинского соединительного

канала у г. Кириллова — в бассейн р. Шексны, другой — к юго-востоку от г. Вологды через низменность р. Лежи к верховьям р. Костромы, которая была тогда, согласно Г. Ф. Мирчинку (1935б), вершиной р. Волги. Абсолютная высота этого подковообразного озера-притока во время спуска его вод в реки Шексну и Кострому определялась в 125—130 м. Около этой же высоты лежал спуск талых вод через р. Ковжу и Белое озеро в бассейн р. Шексны. Наиболее глубокие части этого ледникового озера и до сих пор существуют в виде озер: Лаче, Воже, Кубенское и Белое. Последние лежат лишь немного ниже (на 15—20 м) общего прежнего наиболее высокого стояния ледникового озера-протока.

Сток Онего-Сухонского озера в р. Северную Двину, в сторону р. Онеги, произошел в послеледниковое время. В сторону р. Северной Двины он возник после того, как р. Сухоней был пропилен водораздел из пермских пород между с. Брусенец и р. Северной Двиной; р. Сухона на этом пространстве течет в узкой мало выработанной долине, которая имеет совсем молодой облик.

Сток Онего-Сухонского озера в сторону Белого моря произошел не сразу. С отступанием ледника к северо-западу было связано образование обширного ледникового ложбинного озера в бассейнах рек Моши и Лепши, протягивавшегося ниже устья р. Моши по р. Онеге до Бирючевских порогов. Длина этого озера была до 150 км, ширина — от 25 до 35 км; абсолютная высота в месте впадения р. Моши в р. Онегу 25 м. Мошинское озеро продолжало ещё долго существовать и с началом послеледниковья; все исследователи, посетившие эту местность, передают о своем впечатлении об этой местности как об остатке дна некогда расстилавшегося здесь водного бассейна. Первоначальный сток этого бассейна до прорыва р. Онегой местности в Бирючевских порогах совершался по р. Емце, текущей в р. Северную Двину. Верховье р. Емцы, представляющее собой болото с ясно выраженными береговыми уступами, подходит к долине р. Онеги, которая врезалась здесь на 10—12 м ниже своего первоначального русла.

На следующих стадиях отступления произошло образование ледникового озера в бассейне нижнего течения р. Онеги. Онежский ледниковый язык и отложенная им конечная морена подпрудили р. Онегу, в силу чего последняя превратилась в обширное озеро, простиравшееся на 130 км. В настоящее время отложения этого озера в виде ленточных глин слагают верхнюю террасу р. Онеги. По исследованиям Н. И. Толстихина (1924), озерные отложения занимают значительное пространство к югу от Онежской моренной гряды. Он наблюдал их на реках Нименьге, Волошке, Кене и др.

М. А. Лаврова (1931) указывает на распространение ленточных глин с хорошо выраженной диатактовой структурой и к северу от Онежской конечной морены, что доказывает существование в послеледниковый период, после отступления ледника, пресноводного бассейна на месте современного Белого моря.

Долины современных рек. Долины всех крупных рек Онего-Двино-Мезенской равнины вложены большей частью своего течения в бывшие русла ледниковых потоков или в днища прежних озерных бассейнов. Соответственно различию в возрасте рек и неодновременности образования различных частей у одной и той же реки долины их носят неодинаковый характер.

Самыми древними реками Северного края в области Онего-Двино-Мезенской равнины являются реки Вычегда и Малая Северная Двина с образующими ее реками Югом и Лузой. Современные долины этих рек очень широки и постепенно расширяются от истока к устью. Ширина

долины для верхнего течения р. Вычегды на пространстве между притоками — реками Воль и Южная Мылва — изменяется от 300 м до 1 км.

В среднем течении, до г. Сыктывкара, долина р. Вычегды достигает в ширину 3—4 км, за исключением местности при устье р. Северной Кельтмы, где р. Вычегда протекает среди обширного озерного днища, остаток которого занят оз. Донты. Выше г. Яренска долина р. Вычегды суживается до 2 км, а ниже его расширяется до 5—6 км. В нижнем течении ширина Вычегодской долины измеряется 8—10 км. Такой же характер имеет долина р. Малой Северной Двины, достигающая 5—6 км, и р. Юга с Лузой, долины которых также очень широки. Долины всех этих рек охватывают заливаемую рекой пойменную террасу высотой около 5—8 м, сложенную по преимуществу аллювиальными песками. По обеим сторонам пойменной террасы в долинах этих рек имеются две или три древние террасы, кроме поймы, очень обширные по своему протяжению. Высота их измеряется в пределах 8—40 м. Эти террасы относятся к ледниковому и позднеледниковому времени.

Несколько иной характер имеют долины рек, текущих на север в сторону Белого и Баренцева морей. В противоположность обычному типу долин, суживающихся к вершине реки и расширяющихся к устью, реки Мезень, Северная Двина и их главные притоки — реки Вашка и Пинега — имеют широкие долины в верхнем и среднем течении и суживаются в нижнем, по мере приближения к морю. В этом отношении очень характерна р. Северная Двина. В своем верхнем течении при устье р. Вычегды ширина заливной пойменной террасы реки до 12 км; глубина реки достигает 12 м; кроме поймы, долина имеет древние террасы, из которых нижняя поднимается на 12—16 м, а верхняя — на 30—40 м. Такой характер долина реки сохраняет до устья р. Ваги. Ниже долина реки суживается; пойма начинает сокращаться; верхняя древняя терраса исчезает, а средняя — незаметно понижается. Около с. Усть-Морж р. Северная Двина течет среди отвесных скал гипса, поднимающихся на 12—16 м над рекой. Далее книзу долина реки все более суживается и ниже р. Ракулы, к устью р. Пинеги, пойма сходит на нет. Полноводная река, достигающая в верхнем течении 2—3 км в ширину, а во время разливов — 12 км, здесь при тех же самых климатических условиях, при том же количестве осадков и величине испарения суживается до 250 м и, приобретая необычайную глубину (до 33 м), углубляет свое дно ниже уровня моря. От террас здесь нет и следа; река хотя и течет среди невысоких, сравнительно ровных берегов, но последние обязаны своей выровненностью не работе реки, а другим факторам, главным образом отложению ледниковых, озерных и морских осадков. Ниже устья р. Пинеги Северная Двина с того места, где ей приходится прорезать Холмогорскую моренную гряду, снова разбивается на рукава и разливается на значительном пространстве. Такой же характер имеет и р. Мезень.

Подобная форма речных долин этих северных рек, резко отличная от обычной формы речной долины, объясняется на примере р. Северной Двины, проходящей в нижней части течения среди пермских мергелей и гипсов, каменноугольных известняков и доломитов — пород, сравнительно легко растворяемых. Эти реки попадают в условия карста, где они развивают вместо боковой глубинную эрозию, вырабатывая себе узкие каньонообразные долины.

Другой характер носит долина р. Онеги. Представляя собой соединение озерных днищ, спущенных в различные моменты послеледникового времени, долина этой молодой реки отличается малой оформленностью. В местах прежних озер речная долина почти отсутствует, так как река сравнительно мало еще углубилась в озерном дне, и ее плоские

низкие берега являются не результатом работы реки, а сложены озерными отложениями. В местах же соединений прежних озер, лежавших на различных уровнях, река врезается вглубь, образуя пороги и перекаты (Бирючевские пороги, Онежские пороги у г. Онеги), в силу чего ее долина здесь также еще мало развита.

Хребты Пае и Тиман

Хребет Пае и отделенный от него грабен Чешской губы Тиманский хребет имеют очень древний возраст.

Благодаря этому эти хребты очень пострадали от денудации и должны быть отнесены к типу остовных гор.

Хребет Пае, располагающийся в северной части Канина полуострова, представляет собой плоскую возвышенность горстового характера, сложенную из метаморфических пород, слегка изогнутую и вытянутую в направлении, близком к северо-западному. Благодаря северо-восточному падению пластов эта плоская возвышенность имеет асимметричное строение.

Ширина Пае достигает 10—20 км, длина — около 150 км. Наивысшие его точки поднимаются до 180 м над уровнем моря.

Метаморфические сланцы с прорезающими их выходами гранита ближе всего подходят к поверхности в западной и восточной частях хребта; они покрыты здесь маломощным моренным покровом, причем более обнаженной является западная часть, где на щебневом элювии из сланцевых пород встречаются лишь редкие ледниковые валуны.

В восточной части хребта имеется ряд причудливых, образовавшихся от выветривания, каменных зубцов от 10 до 20 м высотой, расположенных в юго-восточном направлении, параллельно простиранию пород.

Хребет Пае лежит целиком в области полярного климата. Вследствие этого в нем развиты солифлюкционные явления и элювиальные россыпи. Благодаря очень пологим склонам с южной и северной сторон хребет зарастает болотами, связанными с болотами окружающих низменных равнин.

Тиманский хребет слагает водораздел между р. Мезенью и левыми притоками р. Печоры; он протягивается от Чешской губы до верхнего течения р. Вычегды, южная его оконечность — Джеджим-Парма через низкую Немскую возвышенность и Елмач-Парму, лежащие к югу от Вычегды, связывается с Полюдовым Камнем, являющимся частью Уральского хребта.

Благодаря длительной денудации в течение нескольких геологических периодов от Тиманского кряжа остался только остов гор. Громадные площади Тимана в настоящее время с поверхности почти не выделяются из окружающих его равнин. Даже наиболее сохранившиеся и выдающиеся части его, так называемые «камни», выстланы четвертичными наносами или же являются голыми и покрытыми лишь элювиальными россыпями. В последнем случае им дают название «гольцы». Изредка камни усажены невысокими сопками, сложенными из пород, наиболее трудно разрушающихся.

Согласно Ф. Н. Чернышеву (1915), таких «камней»-гряд можно насчитать четыре. Самая восточная из них — Каменноугольная гряда Чернышева сложена известняками. Она протягивается от мыса Святой Нос на Чешской губе до р. Белой Кедвы. Западнее ее проходит орографически наиболее выраженная Восточно-Девонская гряда из песчаников и порфиристов, известная под названием Чайцинского Камня. Он начинается на севере у берега моря Чайцинскими Носами высотой 80—

100 м, сложенными из базальтов. От Каменноугольной гряды Чернышева Чайцинский Камень отделен продольной долиной, сложенной четвертичными отложениями. Отдельные сопки Чайцинского Камня (Болванская, Пронькина), сложенные гранитными интрузиями, поднимаются над окружающей местностью более чем на 200 м. Южнее р. Сулы Чайцинский Камень разбивается на ряд мелких холмов, носящих название Катагорских сопок; к югу от р. Цильмы эта гряда в рельефе не называется, и о ее продолжении можно судить лишь по геологическим разрезам.

Центральной грядой является Тиманский Камень, почти не выраженный в рельефе на севере, но резко заметный в виде платообразной гряды между истоками рек Волонги и Травянки и верховьями р. Сулы. Отдельные вершины его достигают 247 м абсолютной высоты (гора Большая Коврига). Сложен Тиманский Камень песчано-сланцевыми породами верхнего девона.

Далее к юго-востоку эту гряду можно проследить в виде Хайминского Камня, проходящего до верховьев р. Космы. Южнее рек Космы и Цильмы центральная гряда в рельефе не называется. Вновь появляется она к югу от р. Цильмы в Очь-Парме с наибольшей вершиной Пот-Чурк в 325 м абсолютной высоты. Очь-Парма образована глинистыми и серицитовыми сланцами. Южной оконечностью Центрального Тимана можно считать Джеджим-Парму с абсолютными высотами от 250 до 340 м, хотя ее широтное направление и отличается от общего северо-западного направления Тиманского хребта.

Западнее центральной гряды проходит Косминский Камень. Он начинается от восточного берега Чешской губы и протягивается до верховьев Мезени. В южной своей части он носит название Четласского Камня. Косминский Камень ниже восточных гряд: высота его не превышает 150 м, и только на широте с. Борковской она достигает 306 м да в Четласском Камне — 471 и более метров абс. высоты. Западный склон его очень полог и мало чем отличается от прилегающей к нему с запада равнины; восточный — более крут. Сложен Четласский Камень по преимуществу кристаллическими сланцами протерозойского и кембрийского возраста.

Кроме этих гряд, И. И. Гинзбург (Малахов, 1940б) выделяет в Среднем Тимане еще более западную Мезенскую гряду, сложенную кристаллическими породами. Она протягивается по рекам Чирке, Северной и Мезенской Пижме.

Все гряды, слагающие Тиманский остов, не имеют сплошного протяжения и разделяются между собой значительными пространствами, покрытыми четвертичными отложениями.

Моренные отложения в Тиманском хребте развиты слабо; на плоских вершинах «камней» морена обычно отсутствует, и только местами на них встречаются отдельные ледниковые валуны. Чаше морена наблюдается в понижениях между «камями» в основании речных долин, но и здесь во многих местах замещается флювиогляциальными песками и галечниками. Только изредка в пределах Тиманского хребта и на его склонах наблюдаются значительные скопления морены, слагающей выпуклые формы рельефа в виде конечноморенных гряд и холмистых моренных ландшафтов.

Конечная морена описана В. М. Янковским в западной ветви Южного Тимана, к северу от сел Бадельской и Вольдина. Она вытянута в северо-восточном направлении и возвышается над окружающей местностью на 50 м.

Холмистый моренный ландшафт указан Ю. Л. Рудовицем в средней части р. Черной Кедвы. В Северном Тимане М. М. Ермолаев обна-

ружил типичный ледниковый ландшафт к востоку от р. Васькиной (Малахов, 1940б), В. В. Пиотровский указал моренные холмы в районе р. Сулы.

Значительно чаще встречаются на Тимане флювиогляциальные отложения, которые залегают местами на водоразделах (Джеджим-Парма), заполняют углубления между хребтами и слагают высокие террасы развитых тиманских долин.

Речные долины и волоки. Для среднетиманских рек А. А. Малахов (1940б) описывает три резко отличных типа долин. К первому типу относятся долины в областях омоложенного рельефа. Они имеют каньонобразную форму. Сюда же относятся долины среди трудноразмываемых пород. Реки, текущие в долинах этого типа, очень порожисты, образуют водоскаты и водопады. К ним относятся реки Печорская и Мезенская Пижмы в их среднем течении, Верхний и Каменный Валс, Мутная, Сула и др. На четырех последних имеются крупные водопады высотой 6—7 м и более.

Ко второму типу А. А. Малахов (1940б) относит долины в области развития ледниковых отложений или легкоразмываемых коренных пород (татарского яруса, триаса, юры и др.). Это наиболее обширная группа. Долины эти нешироки, хорошо разработаны, сопровождаются террасами. В верхнем и среднем своем течении реки порожисты благодаря находящимся в руслах валунам, вымытым из морены. Пороги чередуются с небольшими спокойными плесами, называемыми местными жителями «водюгами».

В третий тип А. А. Малахов выделяет долины рек, протекающих в области озерных отложений; они наблюдаются уже вне собственно Тимана, на прилегающих к нему равнинах.

Для Тимана характерно, что некоторые его продольные и поперечные долины близко сходятся своими верховьями, образуя «волоки» типа сквозных долин. Главнейшими из таких волоков являются: 1) между р. Шонвуквой, принадлежащей к бассейну р. Вычегды, и р. Ухтой, впадающей в р. Ижму; длина волока 5 км, абсолютная высота 188 м; 2) между р. Черь-Ижемской, относящейся к системе р. Печоры, и р. Черь-Вычегодской; длина 1,6 км, абсолютная высота 229 м; 3) между реками Мезенской и Печорской Пижмами на абсолютной высоте 180 м, длина 5 км; 4) между р. Рочугой, притоком р. Пезы, и р. Чиркой притоком р. Цильмы и др.

Все волоки представляют гипсометрически продолжение соединяемых ими и направленных в противоположную сторону долин рек. Сложены они на значительную глубину четвертичными отложениями.

Ф. Н. Чернышев (1915) объясняет происхождение таких волоков тем, что речные долины Тимана — древние долины размыва, которые были понижены вплоть до своих верховьев настолько, что при наступившей затем бореальной трансгрессии оказались под водами океана, затопившего и верховья их. Но такое объяснение в настоящее время уже неприемлемо, так как позднейшие исследования показали, что бореальная трансгрессия не распространялась выше 100—120 м и поэтому не могла захватить волоки, некоторые из которых находятся на высоте свыше 200 м.

Гораздо вероятнее объяснить происхождение волоков деятельностью ледниковых покровов. Ледниковый покров скандинавского оледенения не переходил южной половины Тимана и переступил его к северу от 64° с. ш. Ледниковые воды во время максимума распространения этого ледника и при его отступании располагались значительно выше современных долин рек и, будучи подпружены Тиманским кряжем, искали себе выход на восток, в Печорскую равнину. Они устремлялись

в наиболее пониженные участки хребта, размывая и отлагая в них озерно-аллювиальные и флювиогляциальные осадки, заполнив поверхность волоков.

Согласно А. А. Малахову (19406), долины Среднего Тимана и Западного Притиманья несут пять отчетливых террас: пойменную, до 1 м высотой над уровнем реки; 1-ю надпойменную — 2—3 м высотой; 2-ю — 5—9 м; 3-ю — 10—15 м и 4-ю — 22—25 м (а в областях омоложенных — 50—60 м).

В северной части Тиман находится в зоне полярного климата и покрыт тундрой. Выходы коренных пород подвергаются здесь морозному выветриванию и покрыты с поверхности россыпями камней, образующими каменные хаосы. Такие же каменные россыпи покрывают голые вершины и склоны тиманских «камней».

Средний и Южный Тиман лежат в субнивальном климате, покрыты хвойными лесами с большим количеством заболоченных пространств.

УРАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ, ХРЕБЕТ ПАЙ-ХОИ И ПЕЧОРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

В состав рассматриваемой здесь территории входят области различного геологического строения, рельеф которых развивался в неодинаковых тектонических условиях. Их основные геоморфологические особенности обусловлены, в первую очередь, характером тектонических процессов и прежде всего временем проявления главной, точнее заключительной фазы складчатости, обусловившей смену геосинклинального режима платформенным, амплитудой и основным направлением, т. е. знаком последующих эпейрогенических движений.

С большой амплитудой эпейрогенических поднятий и усилением денудационных процессов связано высокое залегание и обнажение древних структурных этажей. Литология и тектоника выступающих на поверхность древних пород определенным образом влияют на характер и направление экзогенных рельефообразующих процессов, в первую очередь, эрозии.

В областях эпейрогенических опусканий и накопления осадков складчатый фундамент может быть глубоко опущен и не оказывать влияния на выработку рельефа в рыхлых толщах покрывающих его позднейших отложений. Там, где глубина залегания его менее значительна, он может быть вскрыт эрозией в долинах крупных рек.

В развитии рельефа имеют значение и климатические условия, изменяющиеся во времени и пространстве. Они определяют характер экзогенных процессов и связаны, с одной стороны, с широтой местности, с другой — с положением ее над уровнем моря. Абсолютные высоты, в свою очередь, определяются направлением и амплитудой эпейрогенических движений. Эта связь развития рельефа с тектоническим развитием тех или иных областей должна учитываться при геоморфологическом районировании.

На рассматриваемой в данном очерке территории выделяются следующие обширные геоморфологические области.

Уральская горная область, претерпевшая заключительную фазу складчатости в самом конце палеозоя или начале триаса, с тех пор является областью преимущественных поднятий и денудации, особенно в ее центральной части. Здесь высоко подняты и обнажены дислоцированные породы доордовикского и палеозойского (послекембрийского) структурных этажей. Общий характер рельефа среднегорный. В Приполярном и Полярном Урале развит альпийский рельеф.

Хребет Пай-Хой довольно существенно отличается от Урала по высоте и характеру рельефа и не представляет собой сплошной каменной гряды. Это невысокая, **сильно выровненная** низкорослая область, уже распавшаяся на более или менее изолированные островные горы, а местами совершенно **пенепленизированная**. В выработке современного рельефа Пай-Хоя большое участие принимали ледниковые покровы, талые ледниковые воды, **трансгрессии моря**. Благодаря близости к морю новейшие поднятия особенно ясно сказались в строении речных долин и вызвали оживление процессов эрозии, что ярко выражено в настоящее время.

Печорская низменность охватывает треугольное пространство, ограниченное с востока и юго-востока Уральским хребтом, с запада и юго-запада Тиманом и Ксенофоновской антиклиналью, с северо-востока и севера Пай-Хоем и Печорским морем.

Древний фундамент, или нижний структурный этаж Печорской равнины, образует докембрийские, в основном рифейские отложения. Они испытали заключительную фазу складчатости в конце рифея или начале кембрия. Следующий этаж представлен относительно слабее дислоцированными палеозойскими породами, а третий этаж образуют рыхлые мезо-кайнозойские осадки.

После завершения герцинской складчатости на Урале развитие Печорской низменности происходило на фоне эпейрогенических колебаний с преобладанием опусканий над поднятиями или с отставанием от поднятий Уральской горной области. С разной амплитудой этих колебаний в отдельных районах Печорской равнины и с тектонической структурой фундамента связана различная глубина залегания палеозойского структурного этажа или совершенно не оказывающего влияния на развитие рельефа, или вскрытого в коренных берегах и высоких террасах речных долин. Этим определяются геоморфологические различия отдельных участков Печорской низменности. Так, вдоль восточной окраины Печорской низменности проходит полоса, которая в геотектоническом отношении является западной частью Предуральского прогиба. Центральная и западная части низменности представляют синеклизу эпибайкальской платформы. Кроме того, в ее пределах могут быть выделены области с большим или меньшим развитием аккумулятивного ледникового рельефа.

Помимо геологической структуры и петрографического характера пород, большое значение для развития рельефа имеют климатические условия, определяющие преобладание тех или иных экзогенных процессов.

В связи с этим в пределах указанных крупных геоморфологических областей можно выделить геоморфологические районы второго порядка, отличающиеся по структурно-тектоническим условиям и петрографическому характеру слагающих их пород, по климатическим особенностям, определяющим в одних случаях преобладание нивально-солифлюкционных и гляциальных процессов, в других случаях — эрозии.

Так, для Уральской горной области характерно продольное структурно-тектоническое расчленение на зоны, вытянутые по простиранию пород. С этими тектоническими зонами совпадают и основные геоморфологические пояса, выделенные еще Е. С. Федоровым: область **горной полосы**, **западной увалистой полосы** и **восточной увалистой полосы**¹. Вместе с тем в широтном направлении можно разделить Урал на Поляр-

¹ Восточная увалистая полоса лежит за пределами рассматриваемой здесь территории.

ный, Приполярный и Северный (в узком понимании). Различия между этими тремя частями особенно четко выступают в горной полосе.

Продольное геоморфологическое расчленение может быть намечено и для Пай-Хоя.

В обширной области Печорской низменности можно выделить следующие районы, отличающиеся по глубине залегания докембрийского и палеозойского структурных этажей и по развитию и сохранности форм рельефа, связанных с деятельностью покровных ледников: 1) Южно-Печорская равнина, 2) западная и центральная части Большеземельской тундры, 3) восточная часть Большеземельской тундры, 4) долина нижнего течения р. Печоры, располагающаяся между Малоземельской и Большеземельской тундрами, 5) Малоземельская тундра.

Уральская горная область

В конце палеозоя на месте Уральской геосинклинали возникла горная система, в пределах которой поднятия, отмеченные отложением грубообломочных осадков в передовом прогибе, продолжались, по-видимому, до конца триаса, так же как и смятие осадков прогиба.

Центральная и восточная части этой геосинклинали были в дальнейшем опущены и погребены под осадками мезозойских и третичных морей. Она представляет палеозойский складчатый фундамент Западно-Сибирской низменности.

Та часть Уральской горной системы, которая образует современный Северный Урал (в широком понимании) развивалась со времени своего возникновения главным образом в континентальных условиях на фоне эпейрогенических колебаний при преобладании поднятий. Только в области Полярного Урала верхнемеловая морская трансгрессия захватила часть западного склона; на восточном склоне мезозойские и палеогеновые моря покрывали своими осадками северное продолжение восточной увалистой полосы в районе Приполярного и особенно Полярного Урала, а отложения палеогена обнаружены даже в восточной части горной полосы.

До четвертичного периода основную роль среди экзогенных процессов, формировавших рельеф Урала, помимо выветривания, являющегося исходным моментом денудации вообще, играла, по-видимому, водная эрозия. Несомненно имели значение климатические колебания. Они особенно резко сказались в четвертичном периоде в связи с развитием оледенений, которые привели к возникновению ярко выраженного ледникового рельефа. Большое значение имела изменявшаяся с течением времени абсолютная высота отдельных районов Северного Урала, определявшая интенсивность и характер работы тех или иных экзогенных деятелей и обнаженность различных структурных этажей Уральской складчатой области.

В рельефе Урала можно видеть в настоящее время реликтовые формы, преобразующиеся современными экзогенными процессами. Наиболее характерными из них являются остатки древних денудационных поверхностей или «поверхностей выравнивания», расположенных на различных уровнях. К этой же категории относятся формы ледникового рельефа, большинство которых преобразуется в современную эпоху эрозией. Вторую группу составляют формы, унаследованные от прошлого, но продолжающие развиваться теперь в том же направлении, например доледниковые речные долины или кары предшествующих оледенений, занятые современными каровыми ледничками. Наконец, могут быть выделены молодые послеледниковые формы рельефа, развивающиеся независимо от ранее существовавших форм.

Горная полоса Урала. Северный Урал разделяется на две части: северную, расположенную в бассейне р. Печоры между $62^{\circ}30'$ и 64° с. ш., и южную, входящую в область бассейна р. Камы. В настоящем очерке рассматривается только северная часть Северного Урала. Это область среднегорного рельефа с мягкими очертаниями вершин, с сильно сглаженными гляциальными формами и ярко выраженными формами перигляциального выветривания. Западный склон этой части Уральского хребта принадлежит бассейну р. Печоры, на восточном склоне находятся истоки рек Лозьвы, Северной Сосьвы и ряда их притоков.

Основные черты рельефа Северного Урала, его связь с гидрографической сетью и литологией. В орографии горной полосы Северного Урала наглядно выступает связь между расположением горных хребтов и их очертаниями в плане и характером речной сети, четко выраженная асимметрия восточного и западного склонов и зависимость высоты горных вершин от петрографического состава пород. Особенно интересна в этом отношении часть Северного Урала, относящаяся к бассейнам рек Уньи, Верхней Печоры и Илыча на западном склоне, Большой и Малой Сосьвы и Няыся — на восточном. Данная область заслуживает с этой точки зрения несколько более подробного описания, так как выяснение вопроса о том, в какой мере современный рельеф Урала определяется денудационными процессами и, в частности, эрозией и как осуществляется его связь с тектоникой, имеет большое принципиальное значение.

Асимметрия восточного и западного склонов горной полосы особенно ясно выступает в области, расположенной к северу от широтного участка течения р. Иджыд-Ляги, или Егра-Ляги, впадающей в Илыч.

В южной части этой области главный водораздел Урала проходит по высокому хребту, сложенному из метаморфических зеленых сланцев и частично из кварцитов. Он называется коренным Поясовым Камнем и достигает в высших точках 1000—1129 м абсолютной высоты. К северу от широтного участка течения Егра-Ляги Коренной Поясовый Камень образует хребты Мань-Квот-Ньер, Яны-Квот-Ньер и Пас-Ньер.

От Коренного Поясового хребта отходят к востоку отроги или нёлы¹ широтного или близкого к широтному направления. Между ними располагаются широтные долины консеквентных рек, принадлежащих бассейну Северной Сосьвы. Нёлы расчленены притоками этих рек. Сходящиеся верховья речек, стекающих с противоположных склонов, отчлениают иногда от нёлов участки, превращающиеся в островные горы, или «тумпы»². Общий тип рельефа восточного склона Урала перистый.

Совсемно иной характер рельефа наблюдается на противоположном, западном склоне Урала в бассейне р. Илыча. Здесь поднимаются меридиональные горные гряды, параллельные Коренному Поясовому хребту и разделенные продольными долинами.

Первая из этих гряд, расположенная к западу от Коренного Поясового Камня, была названа Е. С. Федоровым Илызским Поясовым Камнем. Она сложена серицит-кварцитовыми сланцами, прорванными небольшими интрузивными телами метаморфизованных основных пород. Илызский Поясовый Камень начинается у берегов р. Иджыд-Ляги в области ее широтного течения. Абсолютная высота его вершин колеблется от 719 до 794 м. Только гора Атер-Тумп поднимается до высоты 871 м, а самая северная вершина — гора Сатензи (654 м) и самая

¹ На языке манси нёл означает нос.

² На языке манси тумп означает остров.

южная — гора Кос-Из, или Тосем Актас-Тумп (658 м) — понижены. От Коренного Поясового хребта она отделяется продольной долиной, в которую заходят с юга верховья р. Егра-Ляги, а с севера верховья р. Иоутыньи, притока р. Нясы, впадающего в Северную Сосьву. Обе речки вытекают из одного болота. Этот долинный водораздел образовался в результате захвата вершины Иджид-Ляги р. Иоутыньей, прорвавшей Коренной Поясовый хребет между Яны-Квот-Ньером и Пас-Ньером. В связи с этим прорывом водораздел переходит на северную часть Илызского Поясового Камня.

К северу от горы Сатензи Илызский Поясовый Камень выклинивается, и водораздел перемещается еще далее к западу на северную часть гранитного массива Мань-Хан-Хам-Ньер, входящего в состав Центрального хребта — второй с запада меридиональной полосы гор. Эта центральная полоса возвышенностей не представляет единой горной гряды с однообразным уровнем вершин, как Коренной Поясовый хребет или Илызский Поясовый Камень. Она слагается из нескольких горных массивов различного геологического строения и различной высоты.

Мягко очерченные плоские вершины гранитного хребта Мань-Хан-Хам-Ньер не превышают 800—860 м абсолютной высоты. Врезающиеся в хребет с востока и запада широкие долины притоков рек Нясы, Ук-ю и Пирс-ю придают ему перистые очертания. Постепенно понижающееся южное орографическое продолжение его прослеживается до берегов большой широтной долины р. Ук-ю (Яны-Янг-Тумп-я).

На противоположном левом берегу этой реки поднимаются горы Мань-Янг-Тумп и Яны-Хар-Тумп, или Нерим-Из. Они образуют массив, вытянутый в широтном направлении. Восточная часть этого массива представляет как бы орографическое продолжение Мань-Хан-Хам-Ньера. Наиболее высокая гора Нерим-Из, сложенная серицит-кварцевыми сланцами, достигает 780 м абсолютной высоты.

На левом берегу р. Нерим-ю, против восточной половины Нерим-Иза, поднимается высокая гора Сотчем-Йоль-Из (Савко-Ньер), сложенная из метаморфических габбро-диабазов. Ее коническая вершина достигает 1140,8 м абсолютной высоты. К югу от нее отходит невысокая меридиональная гряда, или «чугра», которая тянется к берегам р. Ичед-Ляги. Широтная долина этой реки отделяет Сотчем-Йоль-Из-Чугру от ее орографического продолжения — хребта Торре-Порре-Из (Монинг-Тумп), сложенного из серицит-кварцевых сланцев. Этот хребет, понижаясь к югу, тянется на протяжении 15 км в меридиональном направлении. Абсолютная высота его удлиненной узкой и плоской вершины, увенчанной живописными фигурами выветривания, достигает 774 м. В структурном отношении он представляет, по-видимому, антиклиналь, выклинивающуюся к югу. С погружением оси этой складки исчезает и орографическое продолжение хребта, который не доходит до берегов р. Егра-Ляги.

Сотчем-Йоль-Из с его южной чугрой и Торре-Порре-Из располагаются по простиранию хребта Мань-Хан-Хам-Ньер, являясь как бы его южным орографическим продолжением, отрезанным от северного долинами рек Ук-ю и Нерим-ю и расположенным между ними широтным горным массивом. С востока Сотчем-Йоль-Из и Торре-Порре-Из отделены от Илызского Поясового Камня широкой меридиональной долиной, по которой проходит верхнее течение р. Ичед-Ляги и текут ее северные и южные рассохи. На западе хребет Торре-Порре-Из круто обрывается к равнинной области, сложенной карбонатными фациями ордовика и силура. От Сотчем-Йоль-Иза отходит в западном направлении короткий отрог — Нерим-Чугра, сложенный серицитизированными кварцитами. Эта «чугра» постепенно понижается к западу, не доходя

до берегов р. Илыча, который течет в области развития силурийских известняков.

К западу от центральной полосы возвышенностей расположен Западный хребет, впервые описанный и картированный В. А. Варса-нофьевой (1928, 1929 б). Он сложен в своей западной части ордовикскими кварцитами и конгломератами, особенно устойчивыми по отношению к выветриванию и эрозии. Этот высокий, ясно выраженный в рельефе хребет разделен на отдельные отрезки глубокими широтными долинами левых притоков р. Илыча. С востока Западный хребет ограничен продольными речными долинами, на западе он круто обрывается к обширной Верхне-Илычской депрессии, в которой развиты карбонатные породы силура и девона.

На севере у берегов Кожим-ю (Туйта) поднимается величественный массив Кожим-Из (Лу-Ньер), сложенный ордовикскими кварцитами. Его вершина достигает 1195 м абсолютной высоты.

Следующий к югу массив Кычиль-Из, или Актас-Люль-Ньер, в своей западной части сложен ордовикскими кварцитами и конгломератами. В восточной половине развиты более древние метаморфические сланцы, прорванные интрузиями основных метаморфизованных пород. Высшие точки массива — 911 и 912 м абсолютной высоты — расположены в его северо-восточной и северо-западной частях.

Глубокая поперечная долина р. Пирс-ю, или Хомкин-я, отделяет Кычиль-Из от высокого многоглавого хребта Щука-Йоль-Из, или Яны-Хамбу-Ньер, сложенного из кварцитов и кварцитовых сланцев. Высшая точка хребта поднимается до 1096 м абсолютной высоты. Средний уровень других вершин 860—900 м. Пониженный конец Щука-Йоль-Иза образует небольшую удлинённую вершину Парус-Из, которой и заканчивается ясно выраженный в рельефе меридиональный Западный хребет, не достигающий берегов р. Ичед-Ляги.

Таким образом, для участка западного склона Урала, расположенного в бассейне р. Илыча к северу от широтного отрезка течения р. Егра-Ляги, характерно продольное расчленение и развитие меридиональных долин, разделяющих меридионально вытянутые хребты. Два восточных хребта кулисообразно выклиниваются, в связи с чем водораздел перемещается к западу. Два западных хребта кулисообразно выклиниваются к югу.

Этот характер расчленения рельефа и ортогональное расположение речной сети с развитием продольных долин и резкими коленообразными изгибами в течении главных рек резко отличаются от перистого расчленения рельефа восточного склона и его ветвистой речной сети. Надо отметить некоторое нарушение основного плана расчленения рельефа западного склона в бассейне р. Ук-ю. В систему меридионально вытянутых хребтов, ограниченных продольными долинами, как бы вклиниваются широтные массивы Мань-Янг-Тумп и Нерим-Из, расположенные между долинами консеквентных рек Ук-ю и Нерим-ю. Ясная орографическая связь между меридиональными возвышенностями, расположенными к северу и югу от долины Ук-ю, теряется. Вместе с тем очень ясно выступает связь простираций и очертаний горных массивов в плане с расположением речной сети.

Не менее ясно выявляется зависимость высоты горных хребтов и отдельных вершин от литологии. Наиболее устойчивыми породами, как это установлено и для других районов Урала, являются кварциты, кварцевые конгломераты, метаморфические габбро и диабазы.

Из приведенного описания можно было видеть, что высочайшие хребты и вершины Северного Урала сложены именно из этих пород.

Иное расположение горных возвышенностей и иной рельеф характеризуют западный склон Урала в бассейне рек Верхней Печоры и Уньи. Здесь на большом протяжении развита однообразная толща серицит-кварцитовых сланцев, прорванных небольшими интрузиями метаморфизованных основных пород. Печора ниже устья Манской Волосницы, Елма и Унья образуют глубоко врезаемые широтные консеквентные долины, между которыми располагаются широкие водораздельные массивы с плоскими вершинами, близкими по высоте.

На юге, в области водораздела р. Уньи и рек бассейна р. Вишеры, поднимается обширный массив Яны-Емти-Ньер. Его восточная часть носит у русских название Васькина Камня, а западная называется Лопьинским Камнем. В центральных частях Васькина Камня и Лопьинского Камня имеются большие, еще не расчлененные эрозией, участки с очень ровной поверхностью. Над нею поднимаются только небольшие холмики-монадки в местах выхода интрузивных основных пород. В западной части Лопьинского Камня в рельефе выступают гребешки, сложенные из конгломератов и вытянутые по простиранию пород. Для выровненных пространств плоских вершин Васькиного и Лопьинского Камней характерны высоты от 838 до 891 м над уровнем моря.

Такой же рельеф характеризует широкую плоскую вершину столового массива Мань-Емти-Ньер, расположенного между долинами рек Уньи и Елмы. В этот массив врезаются притоки этих рек, которые все еще не превратили его в более узкий перистый гребень. В его центральной части сохранилось довольно обширное нерасчлененное пространство.

Водораздел между реками Елмой и Печорой несколько глубже расчленен притоком р. Печоры — р. Выдерьей, врезающейся в него с севера, и широтной рассохой р. Елмы, врезающейся с запада.

Область водораздела между широтными отрезками рек Печоры и Иджид-Ляги несколько более расчленена притоками этих рек и представляет как бы переход от обширных столовых водораздельных массивов бассейна р. Уньи к области развития меридиональных хребтов бассейна р. Илыча.

Центральную часть водораздела Иджид-Ляги и Малой Печоры занимает массив Яны-Пупу-Ньер, или Иджид-Болвано-Из, сложенный из серицит-кварцитовых сланцев, прорезанных дайками и небольшими интрузиями метаморфизованных основных пород. Абсолютная высота его плоских выровненных вершин от 816-877 до 939—994 м. С севера в массив Яны-Пупу-Ньер глубоко врезаются одна из рассох р. Лягивож, разделяющая его в этой части как бы на две меридиональные ветви. Восточная ветвь тянется до берегов р. Иджид-Ляги. Она подходит к ней против горы Кос-Из, являясь как бы южным продолжением Илызского Поясового Камня. Этот отрог Яны-Пупу-Ньера носит название Мань-Пупу-Ньер, или Ичед-Болвано-Из.

На одной из вершин Мань-Пупу-Ньера поднимается семь высоких столбов-останцев, вытянутых в один ряд. Эти столбы, напоминающие издали грандиозные изваяния, и дали этой гряде ее название¹ (см. рис. 88).

На северном конце западной ветви поднимается одна из высоких вершин Яны-Пупу-Ньера с прекрасно выраженными уступами нагорных террас.

В центральной части Яны-Пупу-Ньер представляет относительно слабо расчлененный широтно вытянутый массив с ровной поверхностью,

¹ Слово «пупу» на языке манси означает «идолы» — деревянные изображения богов. Коми называют эти изображения «болванами».

на которой поднимаются местами группы фигур выветривания и небольшие холмики-монадники, сложенные из метаморфизованных основных пород. К югу от центрального массива также отходят два отрога, разделенные долиной р. Малой Порожной и ее притоков. Западный отрог слагается высоким хребтом Нинчур (994 м) и постепенно понижающейся к долине Печоры грядой Медвежьего Камня. В восточном отроге поднимается величественная вершина Койп, или Копна (1108,5 м), сложенная метаморфическими габбро-диабазами.



Рис. 114. Выровненная вершина Лунт-Хузаб-Сяхля с останцами выветривания. Фото Е. В. Ястребова

Надо отметить некоторые изменения в рельефе главного водораздельного хребта, намечающиеся к югу от широтного отрезка р. Иджид-Ляги.

Хребет, разделяющий истоки рек Печоры и Уньи и истоки рек Лозьвы, Большой и Малой Сосьвы, является прямым орографическим продолжением Коренного Поясового хребта. Он сложен из серицит-кварцитовых сланцев, прорванных интрузиями основных пород, подвергшихся интенсивному динамическому воздействию и глубокой метаморфизации.

Северный отрезок водораздельного хребта (водораздел рек Печоры и Сосьвы), сложенный из рассланцованных пород, характеризуется мягкими очертаниями, которые отличают его от резко очерченных вершин Яны-Квот-Ньера и Мань-Квот-Ньера. Эта часть водораздела начинается небольшой вершиной Манья-Тальях-Тумп, отделенной глубокой поперечной долиной от Мань-Квот-Ньера. В этой долине находится небольшой, но глубокий заболоченный водоем, из которого на восток течет одна из рр. Маньи Сосьвинской, а на запад — речка Келы-я, впадающая в приток р. Иджид-Ляги — Чупада-вож.

Вершины северной части водораздела достигают 800—850 м абсолютной высоты. По направлению к югу высота водораздельного хребта повышается до 1000—1100 м. Навысшая его точка Лунт-Хузаб-Сяхля — 1182 м (рис. 114) — представляет крупный горный узел. Этот массив

сложен из плотных серицит-кварцитовых сланцев. Значительной высоты достигают и другие вершины, сложенные из этих же пород. Вершины, сложенные сильно рассланцованными зеленокаменными породами, обычно несколько ниже и не превышают 850 м. Очертания их мягкие, останцов и живописных фигур выветривания на них не встречается. Вершины, сложенные из серицит-кварцитовых сланцев, обычно украшены живописными столбами и руинами выветривания. На них сохраняются более значительные участки плоских выровненных поверхностей. Между повышенными участками, или вершинами водораздельного хребта, отмеченными различными названиями, располагаются широкие, мягко очерченные седловины. От вершин отходят в область восточного склона длинные отроги, или нёлы. Они служат водоразделами между широтными долинами притоков Лозьвы и Сосьвы. К западу отходят очень короткие нёлы, поскольку здесь вдоль самого подножия хребта проходит меридиональная долина р. Печоры.

Приведенное орографическое описание показывает, что основными факторами создания современного рельефа Северного Урала, определяющими его расчленение на отдельные горные массивы и гребни различных очертаний и разной высоты, явились агенты денудации, в первую очередь процессы выветривания и речная эрозия. Направление стока определялось общим уклоном местности, на расположение речных долин влиял литологический состав пород. Избирательная эрозия, приспособляясь к простиранию более податливых пород, выявляла в рельефе тектонические структуры. Состав пород влиял и на масштаб проявления работы других экзогенных деятелей, определяющих относительную высоту горных вершин.

Поверхности выравнивания. Предположение о наличии на Урале поверхностей выравнивания различного возраста было впервые высказано по отношению к области Северного Урала, хотя она является сравнительно мало благоприятной для изучения этого вопроса (Варсанюфьева, 1932). Северный Урал представляет собой расчлененную эрозией и сравнительно невысокую часть Уральской горной области, в которой почти не осталось следов более высоких эрозионных уровней. Урал почти весь распался здесь на перистые гребни и достаточно обособленные вершины. Лишь в немногих местах сохранились более обширные участки нерасчлененных водораздельных пространств горной полосы. Так, в горных массивах Мань-Емти-Ньер и Яны-Емти-Ньер пенеппен, поднятый теперь на высоту 800—850 м, имел, по-видимому, широкое распространение и некогда срезал значительную часть Уральской горной области. На это указывает господствующий высотный уровень современных вершин Северного Урала, который проходит на этой высоте.

Естественно, что эрозионная поверхность, образовавшаяся на месте горной страны, сложенной из разнообразных пород, не представляла собой идеальную равнину. На ней могли сохраниться возвышенности типа монаднок, должны были существовать долины и водоразделы. Поэтому контрасты в 50—100 и более метров между отдельными участками этой древней поверхности выравнивания вполне допустимы. К горам этого уровня относятся, кроме Яны-Емти-Ньер и Мань-Емти-Ньер, Мань-Пупу-Ньер, большинство вершин Илызского Поясового Камня, Мань-Хан-Хам-Ньер, Нерим-Из, ряд более низких вершин главного водораздельного хребта и некоторые вершины его нёлов. К этой же денудационной поверхности можно отнести плоские вершины массивов Эбель-Из (731,9 м), Шежим-Из (842 м) и Колвинского Камня (758 м), расположенных к западу от горной полосы. Высота Колвинского Камня и Эбель-Иза, может быть, указывает на некоторое общее

понижение рассматриваемого денудационного уровня к западу, что позволяет ставить вопрос о сводовом поднятии Урала.

Гряда Эбель-Иза, Чугр и Шежим-Иза с Тумбиком находится в пределах увалистой полосы и представляет как бы «островной хребет» горной полосы. Его господство над окружающей местностью и отделение от горной полосы меридиональной депрессией объясняется тем, что он сложен из устойчивых кварцитов и кварцитовых сланцев, тогда как с запада и востока к нему примыкают области развития легко разрушающихся известняков. По высоте, по характеру рельефа и денудационных процессов, происходящих на вершинах, эта гряда могла бы быть отнесена к краевым хребтам горной полосы.

Остатки древнего пенеплена, сохранившиеся на вершинах Урала, конечно, существенно преобразованы последующей денудацией, в частности деятельностью долинных и каровых ледников, и особенно перигляциальным выветриванием, послеледниковыми и современными нивальными и солифлюкционными процессами.

Рассматриваемая пенепленизированная поверхность создалась за счет разрушения более высоких возвышенностей, остатки которых сохранились теперь как вершины самых высоких гор Северного Урала (в узком понимании). Господствующий средний уровень плоских вершин этих гор — 1000—1100 м. Выдержанность этого уровня позволяет думать, что он представляет фрагменты более древней поверхности выравнивания. Эти фрагменты сохранились на вершинах Кожим-Из, Кычиль-Из, Щука-Йоль-Из, на плоских пространствах высокогорных тундр Яны-Квот-Ньера и Пас-Ньера, на Лунт-Хузаб-Сяхле и других самых высоких вершинах главного водораздельного хребта. До этого уровня поднимаются широкая плоская вершина Тумп-Капая на восточном склоне, усеченные конусы Койпа и Сотчем-Йоль-Иза. Современные идеально ровные площадки, характеризующие вершины этих гор, являются, конечно, результатом позднейших процессов, в частности нивальной планации, наложившихся на их древний рельеф. Возможно, что к остаткам этой же поверхности можно отнести нагорные плато Нинчура-Яны-Пупу-Ньер (944 м абс. высоты) и участки плоской вершины этого массива, высотой более 900 м.

В свою очередь, описываемая высокая поверхность, обозначенная В. А. Варсановичем как первая, должна была создаваться за счет разрушения еще более значительных возвышенностей, к которым надо отнести хребты Тельпос-Иза, Народо-Итьинского кряжа и других высочайших гор Приполярного Урала. В той части Северного Урала, которая описывается в данном очерке, не сохранилось вершин, которые могли бы быть отнесены к этой группе по своей высоте, а первая поверхность выравнивания представлена немногочисленными фрагментами. За счет поднятия и разрушения первой поверхности выравнивания создавалась вторая поверхность, поднятая теперь в среднем на высоту 800—850 м над уровнем моря.

На Северном Урале ясно выражен и более низкий денудационный уровень, выделенный В. А. Варсановичем как третья поверхность выравнивания. Он прослеживается на высоте 200—350 м над уровнем моря, понижаясь с востока на запад, и широко распространен в области увалистой полосы в местах развития известняков. В пределы горной полосы он врезается в виде днищ речных долин. Примером могут служить широкие долины рек Иджид-Ляги, Егра-Ляги, Ичед-Ляги, Ук-ю и др.

К самому низкому, четвертому денудационному уровню была отнесена Печорская низменность с отметками 150—175 м над уровнем моря.

Тот же комплекс поверхностей выравнивания, который В. А. Варсанофьева выделила в области Верхне-печорского и Илычского Урала, описан Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935) в бассейне рек Подчерема и Шугора. Особенно четко выделяются эти ярусы рельефа в области Приполярного Урала, где они подробно охарактеризованы Л. Д. Долгушиным (1951).

Он выделил в качестве первого, самого низкого равнинного уровня Ляпинскую депрессию (80—100 м абсолютной высоты) на востоке и Печорскую низменность (ниже 200 м абсолютной высоты) на западе и описал три расположенные выше поверхности выравнивания в предгорьях и горной полосе Урала. Эти более высокие уровни соответствуют третьей, второй и первой поверхностям схемы Варсанофьевой. Последняя вела счет поверхностей сверху, принимая во внимание их относительный возраст. Л. Д. Долгушин, соглашаясь с представлением о разновозрастности этих ярусов рельефа и большей древности высоких уровней, ведет счет поверхностей снизу, как это принято для речных террас. Это более удобно, и в данном очерке принимаются числовые обозначения Л. Д. Долгушина. К первой поверхности отнесены уровни Печорской равнины и Западно-Сибирской низменности (соответствующие четвертому уровню схемы Варсанофьевой), ко второй — выровненные пространства восточной и западной увалистых полос (третий уровень схемы Варсанофьевой). В качестве третьего уровня выделяются плоские вершины среднегорья от 600 до 850 м абс. высоты (второй уровень схемы Варсанофьевой). Выровненные пространства, прослеживающиеся на высоте 1000—1300 м, отнесены к четвертому уровню (первый уровень схемы Варсанофьевой).

Происхождение рассмотренных поверхностей различно объясняется разными исследователями. Обсуждение этого вопроса и соответствующие сводки можно найти в работах С. Г. Боча и И. И. Краснова (1943, 1951 а, б), В. А. Варсанофьевой (1932, 1942, 1948, 1953 а, 1954, 1959), Л. Д. Долгушина (1951).

Наличие трех описанных выше уровней в пределах горной полосы Северного Урала должно учитываться во всяком геоморфологическом описании независимо от взглядов исследователей на их генезис.

Ледниковые формы рельефа. Прежде чем переходить к обзору геоморфологических памятников оледенения на Северном Урале, следует остановиться на некоторых общих вопросах, касающихся оледенения Урала и прилегающих к нему областей.

До настоящего времени нет полного согласия по вопросу о количестве оледенений Северного Урала и Печорской низменности и об их границах. Большинство исследователей отмечает развитие двух морен покровного оледенения, особенно широко распространенных в Печорской низменности, встречающихся в Западно-Сибирской низменности и местами сохранившихся в западной и восточной увалистых полосах Урала. Первое из этих оледенений считается максимальным и большинством исследователей сопоставляется с днепровским (или русским) оледенением Русской равнины. Второе — одним синхронизировалось с валдайским (или вюрмским), другими (Краснов, 1944) относилось к последним фазам максимального, условно днепровского, оледенения.

С. Л. Бызова (1952 г.) считает его синхроничным московскому оледенению. В данной статье принимается последняя точка зрения на возраст двух широко распространенных в Печорском крае морен. Она поддерживается рядом исследователей: В. А. Варсанофьевой (1957), Г. А. Черновым и Гуслицером.

Основными центрами первого оледенения были: Новоземельский, Пай-Хойский и Полярно-Уральский. Льды этого мощного покрова дви-

гались с севера на юг, частью как бы обтекая Уральский хребет, частью же переваливая через него и перенося таким образом валуны пород западных предгорий в область горной полосы. Состав валунов нижней морены, обусловленный этими отклонениями в движении льдов, ясно отличается от верхней морены. Главным центром второго оледенения были, по-видимому, Приполярный и Полярный Урал. Льды двигались, с одной стороны, на запад, юго-запад и северо-запад, спускаясь в Печорскую равнину, с другой стороны — на восток и юго-восток, распрстраняясь по Западно-Сибирской низменности до р. Оби.

Кроме морен двух оледенений, бесспорно перекрывавших Урал и развитых в Приуралье, Г. А. Чернов (1947) описывает следы третьего покровного оледенения, развитые в северной части Большеземельской тундры, где хорошо сохранились аккумулятивные формы рельефа третьей фазы наступания льдов. Центр этого последнего плейстоценового покровного оледенения находился на Полярном Урале. Возраст его в настоящей сводке определяется как валдайский.

Помимо следов покровных ледников, морены которых сохранились преимущественно на прилегающих к Уралу равнинах, в горной полосе, особенно в Полярном и Приполярном Урале, можно видеть свежие следы долинно-карового оледенения. Возраст его также различно определялся разными исследователями. По-видимому, правильна точка зрения Л. Д. Долгушина (1949, 1951), который относит его к эпохе послексеротермического похолодания и увлажнения климата в голоцене. Ксеротермический максимум ясно отделяет его от третьего оледенения. Современные каровые леднички Урала не являются его прямыми реликтами и не представляют прямую остаточную фазу послексеротермического развития горных ледников. Оно отделяется от послексеротермического похолодания эпохой потепления и обусловлено современными климатическими условиями.

Формы эрозионного и аккумулятивного рельефа, которые могли бы быть отнесены к эпохам днепровского и московского оледенений, плохо сохранились в области Северного Урала. Весьма вероятно, что в эпоху максимального (днепровского) оледенения здесь горная полоса была перекрыта сплошным покровом льда. Но в конце этой фазы в горах Урала должны были существовать ледники альпийского и, возможно, скандинавского типа. То же могло наблюдаться и в конце первого постмаксимального оледенения. В эпоху второго постмаксимального оледенения (валдайского?), когда Полярный Урал, по мнению Г. А. Чернова, был одет ледниковым покровом, на Северном Урале существовали, вероятно, долинные и каровые ледники. В эпоху послексеротермического охлаждения климата на Северном Урале, вероятно, были распространены только снежники.

Долины многих горных рек, стекающих с вершин Северного Урала, сходны с троговыми долинами, подвергнувшимися существенному преобразованию последующей солифлюкцией и эрозией. Примером могут служить долины рек Ук-ю, Манской Волосницы и др. Характер трогов, который теперь улавливается в очертании этих долин, они, по-видимому, приобрели в более отдаленные времена, возможно, в конце первого постмаксимального оледенения, когда оно перешло в долинное. После этого трого были преобразованы деятельностью рек в межледниковую эпоху. Но они снова стали вместилищем горных ледников в эпоху заключительного горно-долинного этапа второго постмаксимального оледенения и, по-видимому, унаследовали главным образом от этой эпохи свой еще не совсем стертый облик трогов.

К тому же времени относится, вероятно, и формирование обширных ледниковых цирков, преобразованных в дальнейшем эрозионными про-

цессами. Следами таких цирков являются огромные воронкообразные водосборные бассейны многих рек водораздельного хребта, как, например, р. Яны-Пут-Урне-я и др.

Помимо этих почти стертых следов ледникового рельефа, можно видеть долины, еще ясно сохранившие облик трогов. К ним относятся широкие, мягко очерченные лога западного склона Мань-Хан-Хам-Ньера, в которых еще встречаются остатки неразмытых морен, долины переметных ледников на Яны-Квот-Ньере и Мань-Квот-Ньере, некоторые долины Яны-Пупу-Ньера и др. Наконец, в горной полосе Северного Урала имеются и совершенно свежие следы небольшого более позднего долиннокартового оледенения в форме прекрасно сохранившихся трогов западного склона Шука-Йоль-Иза и ряда каров.

Таким образом, изучая рельеф горной полосы в бассейне р. Верхней Печоры и ее притоков — рек Илыча и Уньи, можно отметить следы как бы четырех оледенений различной древности. От самого древнего из них не сохранилось ясных форм ледниковой экзарации. О нем свидетельствуют остатки морен с валунами западного происхождения. Следы второго оледенения частью стерты, частью глубоко преобразованы позднейшими процессами выветривания, солифлюкции и эрозии, но все же могут быть подмечены.

Следы третьего оледенения значительно свежее, и ледниковые долины этого времени достаточно ясно сохраняют троговый облик.

Особенно хорошо сохранились троговые и кары четвертого наиболее позднего и наименьшего по размерам оледенения.

Формы морозного выветривания и солифлюкции. В области Северного Урала особенно широко распространены и хорошо сохранились денудационные формы рельефа и аккумулятивные образования, возникшие в эпоху перигляциального выветривания и формирующиеся в настоящее время в условиях морозного выветривания и нивально-солифлюкционных процессов. Их описали В. А. Варсанюфьева (1926 а, 1932, 1940, 1948), Е. В. Ястребов (1952 г.), В. Ф. Шиллингер (1930).

Широко распространены нагорные террасы, прекрасно выраженные на всех высоких вершинах, особенно на горах, достигающих 1000 и более метров абсолютной высоты. Классическими областями их развития можно считать вершины гор Яны-Квот-Ньер, Пас-Ньер, Иоуд-Хурей. Они встречаются также и на горах, достигающих 750—850 м абсолютной высоты, а Е. В. Ястребов (1952 г.) описывает на восточном склоне Урала нагорные террасы, ясно выраженные даже в зоне развития лесной растительности. Здесь они образовались в эпоху более низкого положения лесной границы. В настоящее время они закреплены и представляют реликты эпохи перигляциального выветривания для данного уровня.

На поверхности продолжающих развиваться нагорных террас и на плоских вершинах гор, достигающих абсолютной высоты не менее 750—800 м, хорошо выражены каменные полигоны и каменные полосы. Особенно широко развиты они в горах, достигающих высоты 1000 м и более, где очень скуден растительный покров.

Критический обзор различных гипотез о происхождении нагорных террас дали С. В. Обручев (1937) и В. А. Варсанюфьева (1948). Наиболее убедительными представляются взгляды Г. Экина (Eakin, 1914, 1916), изучившего их на Аляске, С. В. Обручева (1937), С. Г. Боча (1938 б), С. Г. Боча и И. И. Краснова (1943), связывающих выравнивание и разрастание площадок нагорных террас с морозным выветриванием, солифлюкцией и развитием структурных почв, которые правильнее называть структурными грунтами.

Нагорные террасы ограничиваются значительными уступами, врезающимися в коренные породы. От них надо отличать мелкие ступенчатые натеки, которые иногда называются солифлюкционными террасами. Это натечно-солифлюкционные образования, которым правильнее дать наименование «ступенчатых наплывов», предложенное Л. Д. Долгушиным (1951). Они подробно описаны В. С. Говорухиным (1940) и С. Г. Бочем (1938 а, 1948 а) для Приполярного Урала и отмечены Б. Я. Осадчевым (1951 а) для Полярного. Они развиты и на Северном



Рис. 115. Образование россыпи кварцитов на вершине Яны-Хамбу-Ньера, или Щука-Йоль-Иза. Фото В. А. Варсанюфьевой

Урале, в частности хорошо представлены на южном склоне хребта Пуму-Сали-Нёл — восточного отрога Лунт-Хузаб-Сяхля.

Каменные глыбы, образующие полигоны и кольца структурных грунтов возникают в результате интенсивного морозного выветривания, разрушающего скалистые горные вершины и способствующего развитию осыпей и россыпей. Начало образования этих «морей скал», или «курумов», относится к ледниковой эпохе. Наиболее благоприятными для этого процесса были условия, господствовавшие в периферической зоне оледенений, или зоне «перигляциального выветривания». На высоких горных вершинах эти условия сохраняются и в настоящее время. Для Северного Урала было выделено (Варсанюфьева, 1932) четыре главных типа «морей скал».

Настоящие осыпи, т. е. нагромождения скатывающихся сверху обломков у подножия тех скалистых выходов, разрушению которых они обязаны своим возникновением.

Скопления крупных глыб на более или менее крутых склонах, не увенчанных скалами. Областью питания этих «каменных морей» являются подстилающие их породы, а не поднимающиеся над ними скалистые выходы.

Россыпи, т. е. скопления обломков на плоских вершинах гор (рис. 115). В россыпях нет общего массового поступательного движения под непосредственным воздействием силы тяжести. Однако на Северном Урале, так же как и на Полярном и Приполярном, их нельзя считать неподвижными в связи с развитием полигональных и кольцевых структурных грунтов. Глыбы, образующие каменные полигоны, перемеща-

ются постепенно от одного полигона к другому и в конце концов сбрасываются с краев горных плато.

Особую разновидность представляют «каменные реки», спускающиеся иногда значительно ниже границы леса.

Одну из характерных и интересных форм мезорельефа, возникающих в результате процессов выветривания, представляют останцы, болваны, или кекуры, образующиеся благодаря разрушению по системам диаклаз. Северный Урал можно считать классической областью развития разнообразных столбов и башен выветривания. Они наблюдаются преимущественно на вершинах, сложенных кварцитовыми сланцами и кварцитами. Хорошо известны столбы Мань-Пупу-Ньер, или Ичед-Болвано-Из (см. рис. 114). Не менее интересны живописные руины, украшающие вершину Илычского Урала — Торре-Порре-Из, описанную В. А. Варсанофьевой (1929 б, 1932, 1940) и В. Ф. Шиллингером (1930), вершину Пура-Монит-Урр и др.

Образование столбов и башен связано с выветриванием по системе взаимно перпендикулярных тектонических трещин меридионального и широтного простирания, широко развитой в породах, слагающих вершины Урала. Такие трещины прослеживаются и в гранитах, которые в связи с этим распадаются на параллелепipedальные отдельности, препарируемые выветриванием и превращающиеся в массивные башни. Примером могут служить руины, встречающиеся местами на плоских нагорных равнинах Мань-Хан-Хам-Ньера.

Вершины, сложенные из метаморфических зеленых сланцев, обычно лишены руин выветривания. Таким образом, и в формах мезорельефа ясно проявляется связь с литологией.

Речные долины горной полосы Северного Урала представляет в настоящее время глубоко расчлененную эрозией горную страну, по окраинам которой уже начинает местами создаваться ландшафт островных гор. Водораздельные хребты в большинстве случаев имеют вид перистых гребней.

Долины горной полосы Северного, Приполярного и Полярного Урала имеют сложную историю, которая отчасти запечатлелась в формах их склонов, в рельефе их дна и в отложенных в них осадках.

Начало формирования крупных долин, расчленяющих Уральский хребет, относится, вероятно, к концу мезозоя. Направления заложенных тогда основных долин могли быть унаследованы реками третичного возраста. В доледниковом третичном возрасте основных речных долин Урала в настоящее время не может быть сомнения. Он доказан для западного склона Среднего и Южного-Урала находками третичной флоры и фауны в аллювии древних высоких террас (Борисевич, 1948 а, в). Третичные террасы описаны и для рек восточного склона Урала. На Северном Урале в горных долинах встречены морены первого (максимального) покровного оледенения, свидетельствующие о том, что эти формы эрозионного рельефа существовали до наступания ледникового покрова. О древности долин Уральского хребта говорят и характерные для них мягкие очертания с пологими вогнутыми склонами, которые прослеживаются по всей речной сети.

В ледниковую эпоху долины горной полосы неоднократно заполнялись ледниками, превращавшими их в трюги, а водосборные бассейны рек преобразовывались в цирки и кары.

В настоящее время речная сеть, наложенная на эту сеть ледниковых долин, снова преобразует их, постепенно стирая следы ледниковой экзарации, размывая аккумулятивные формы рельефа, переотлагая моренные наносы. Изменению общего очертания трюговых долин способ-

ствуют и процессы выветривания и массовые перемещения осыпей по склонам.

Оледенения и эпохи перигляциального выветривания, вероятно, уничтожили следы аллювия, а частью и уступы доледниковых террас, исследование которых имело бы такое большое значение для восстановления истории развития и возраста долин горной полосы. В настоящее время прослеживается до четырех надлуговых террас в долинах крупных горных рек бассейнов Верхней Печоры и Илыча. В долине р. Печоры первая терраса поднимается на 1,5—2 м над меженным уровнем реки и может рассматриваться как верхняя пойма. Вторая, высотой 4—5 м, аккумулятивная, так же как и первая. Обе верхние террасы эрозионные. Третья имеет 7—8 м высоты, а четвертая — 10—12 м. Детального изучения этих террас и вообще исследования долин горной полосы не проводилось.

Распределение речной сети зависит от общего наклона местности и от петрографического состава пород. Возникновение ряда широтных поперечных долин на восточном склоне связано с более близким положением базиса эрозии и более резко выраженным общим наклоном местности в сторону погружающейся Западно-Сибирской низменности. Реки восточного склона, текущие в консеквентных поперечных долинах, в своих верховьях в общем быстрее текут рек западного склона в верховьях, которые на значительном протяжении текут по продольным долинам. В результате наблюдаются прорывы водоразделов реками восточного склона и связанное с этим возникновение долинных водоразделов и смещение главного водораздела на более западные хребты. Явления перехвата рек в бассейне р. Лозьвы были отмечены еще Е. С. Федоровым (1898) и Е. С. Федоровым и В. В. Никитиным (1901). В результате регрессивной эрозии р. Ивделя перехвачены были верховья р. Посьмака — притока р. Вёlsa (бассейна р. Вишеры). Большая Тошемка перехватила верховья р. Ниолса — притока р. Вишеры, р. Вижай, по-видимому, захватила верховья р. Вёlsa. В результате водораздел сместился с Восточной Предуральской гряды к западу, на современный главный водораздел. Этот вопрос подробно рассматривает Е. В. Ястребов (1952 г.). Выше был отмечен захват верховьев р. Егра-Ляги, притока Илыча, р. Иоутыньей, притоком Илыча, и перемещение водораздела с Коренного Поясового хребта на Илызский Поясовый Камень.

Реки западного склона, текущие в поперечных долинах горной полосы, берут иногда начало на водоразделах, более низких, чем те хребты, которые они пересекают на своем пути, как, например, р. Пирс-ю, стекающая со склонов Мань-Хан-Хам-Ньера и прорывающаяся через значительно более высокий Западный хребет между Кычиль-Изом и Тумбал-Изом.

В некоторых случаях эти прорывы также можно объяснить захватом верховьев одной реки другою. Имеются и случаи борьбы между субсеквентными притоками консеквентных поперечных рек с образованием ущелий прорыва. Так, например, приток р. Пирс-ю — р. Ел-Перчук-Йоль — обезглавил р. Лу-Ньер-Сада-я, впадающую в р. Кожим-ю. Заслуживают внимания характерные коленчатые изгибы рек Печоры, Егра-Ляги, Ичед-Ляги и др.

Восстановление истории речной сети горной полосы может представлять интерес в связи с возможными поисками различных россыпных месторождений.

Приполярный Урал — наиболее интересная в геоморфологическом отношении часть Уральской горной области. Здесь горная полоса достигает наибольшей высоты и ширины. В связи с этим тут наиболее четко

выступают большие участки поверхностей выравнивания третьего и четвертого уровней и сохранилось много высоких вершин, значительно превосходящих высоту гор четвертого уровня, таких как гора Народа (1883 м), гора Алешкова (1857 м), гора Манарага (1800 м), гора Карпинского (1793 м) и др. К этому наиболее высокому ярусу приурочены многочисленные яркие формы альпийского рельефа. В Приполярном Урале сосредоточено и большое количество современных ледников и снежников.

Древние поверхности выравнивания. Приполярный Урал можно считать классическим районом для изучения древних поверхностей выравнивания. Поверхности высоких уровней здесь хорошо сохранились. Они образуют как бы «ступени предгорной лестницы», что подчеркивается Л. Д. Долгушиным.

Но эта лестница асимметрична. Зона рельефа альпийского типа, к которой приурочены самые высокие вершины, поднимающиеся над четвертой ступенью, охватывает не только водораздел, но и большую часть западного склона. Максимальная ширина ее 60—65 км. Зона среднегорного рельефа с вершинными поверхностями третьего уровня достигает большей ширины на восточном склоне, где возвышенности этого уровня выполняют почти всю внутреннюю часть огромной излучины, образующейся в результате изменения простирания Урала. На западном склоне, наоборот, полоса среднегорного рельефа очень сужена и прослеживается в виде карнизов на склонах высокогорных хребтов, образуя как бы их цоколь.

В структурном отношении горная полоса Приполярного Урала соответствует осевой зоне и западному крылу большого «Ляпинского антиклинория». В осевой зоне выступают наиболее древние метаморфические сланцы горной полосы и прорывающие их интрузии гранитов и гранодиоритов. Западное крыло сложено прочными кварцитами, кварцитовидными песчаниками и конгломератами нижнего ордовика.

В горной полосе выделяются два яруса рельефа, отличающиеся как по высоте, так и по очертаниям слагающих их возвышенностей. К верхнему ярусу относятся высочайшие хребты, расчлененные глубокими долинами—трогами. Их склоны изъедены многочисленными цирками и карами с крутыми склонами, вершины превращены в зубчатые гребни и карлинги. Наряду с ними широко распространены обширные плосковерхие массивы. Они поднимаются до высот 1000—1300 м и образуют как бы пьедестал, на который насажены пики и гребни гор верхнего яруса. Л. Д. Долгушин (1951) указывает, что плоскость, касательная к вершинным плато горных массивов нижнего яруса, образует единую, слегка волнистую поверхность. Ее уровень постепенно понижается от центральной части горной полосы, совпадающей с областью максимального вздутия антиклинория, к периферии, образуя как бы большой пологий купол. Очевидно, это указывает на сводовое поднятие выровненной поверхности четвертого уровня с расположенными на ней вершинами верхнего яруса. Эти высокие вершины сосредоточены в осевой зоне Приполярного Урала и к западу от нее. Они достигают наибольшей высоты в области центрального вздутия антиклинория и понижаются отсюда к северу, востоку, югу и в меньшей степени к западу. Эти вершины представляют останцы селективной эрозии на поверхности плато четвертого уровня. Они сложены наиболее прочными породами, в основном кварцитами. Л. Д. Долгушин допускает возможность сохранения на некоторых из них обрывков пятой, наиболее древней денудационной поверхности, сильно измененной последующими процессами оледенения, снежной эрозии и мерзлотно-солифлюкционной денудации. К такому типу возвышенностей он относит, например, хребет Непри-

ступный (1650—1800 м). Однако этот хребет, представляющий, по словам Л. Д. Долгушина, гигантский карлинг, очень глубоко преобразован гляциально-нивальными процессами.

Предположение В. А. Варсанюфьевой (1932) о том, что поверхность выравнивания четвертого уровня Верхне-Печорского Урала создавалась за счет расчленения и разрушения каких-то более высоких древних возвышенностей, оправдывается теми соотношениями, которые приходится наблюдать между возвышенностями высокогорной части Приполярного Урала. Они очень красочно описаны А. В. Хабаковым (1948 г.). Он

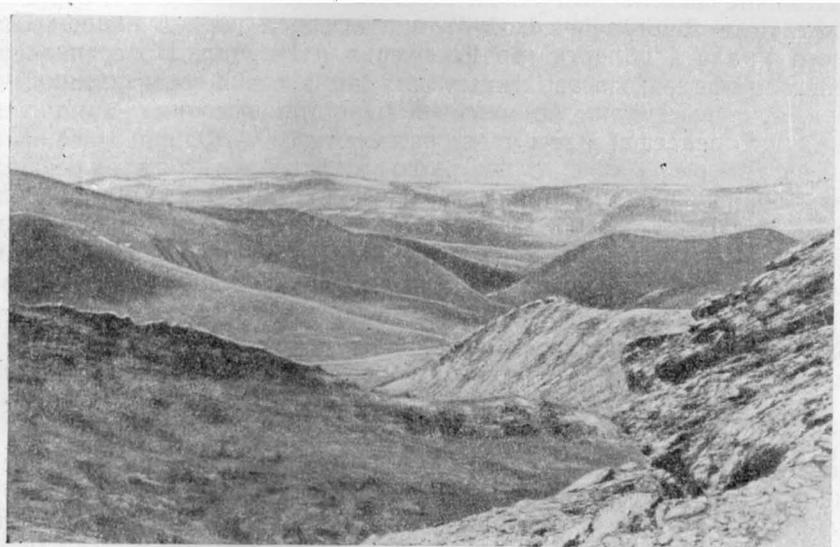


Рис. 116. Поверхность выравнивания на хребте Малды (1200—1300 м). Приполярный Урал. Фото М. В. Фишмана

совершил пересечение главного Уральского водораздела в области верховьев рек Лемвы и Грубе-ю и наблюдал отсюда панораму северной части Приполярного Урала. А. В. Хабаков отмечает равнинный уровень, прослеживающийся на абсолютных отметках 960—1200 м и широко распространенный в центральной высокогорной области Приполярного Урала (рис. 116). Он называет его «перевальным пенебленом» и указывает, что самые высокие вершины Приполярного Урала поднимаются над этим пенебленом в виде останцов или островных возвышенностей наподобие монаднок среди более низкого яруса рельефа (четвертого уровня, по В. А. Варсанюфьевой), но только неизмеримо грандиознее по масштабам. «Участки верхнего перевального пенеблена проникают как бы языками и лопастями между отрогами островных возвышенностей, нередко по путям главных рек». (Курсив В. А. Варсанюфьевой).

На наиболее выровненных участках четвертого уровня поднимаются только небольшие останцы — монадники. Для них характерны террасированные склоны, каменистые россыпи различных типов, структурные почвы с каменными полосами и каменными полигонами.

Среднегорные возвышенности третьего уровня образуют широкую до 40—50 км ступень на восточном склоне. Абсолютная высота возвышенностей однообразна, рельеф сглаженный. Наблюдается общее повышение с востока на запад. Л. Д. Долгушин указывает также на нарастание высот с юга на север.

Обширный участок поверхности выравнивания третьего уровня с сохранившимися на ней останцами был описан В. С. Говорухиным (1940) под названием «Плато Московского общества испытателей природы». Эта плосковерхая возвышенность прослеживается с севера на юг на протяжении 80 км. Здесь можно наблюдать эрозионные останцы и монадноки, относящиеся к возвышенностям четвертого уровня. Наиболее далеко выдвинутый к западу высокогорный хребет Сабля поднимается как грандиозный останец возвышенностей пятого уровня в области среднегорья.

Наличие выделенных Л. Д. Долгушиным уровней подтверждается результатами топографической съемки высокой горной полосы Приполярного Урала в области гор Россомаха и Народа. На сериях совмещенных профилей, составленных для этой самой возвышенной части хребта, ясно выступают по меньшей мере три высотных ступени водораздельного рельефа, в том числе на высоте 700—800 м и 1000—1200 м.

Связь рельефа с литологией и тектоникой. Связь высоты горных вершин с петрографическим характером пород выступает в Приполярном Урале так же ясно, как и в Северном. И здесь наиболее устойчивыми оказываются кварциты, кварцевые конгломераты, кварцитовидные песчаники и основные породы.

По-видимому, асимметрия Приполярного Урала и наличие значительных высот на его западном склоне обусловлены прежде всего развитием здесь мощных толщ ордовикских кварцитов.

Очень четко выступает связь рельефа с тектоникой в бассейне р. Кожима, обусловленная литологическим характером пород и подробно описанная Л. Д. Долгушиным. Здесь наблюдается чередование антиклинальных хребтов Обе-Из, Западного Саледы, Восточного Саледы, Малда и Россомаха с депрессиями, представляющими в тектоническом отношении синклинали. Это совпадение возвышенностей и понижений современного рельефа с герцинскими тектоническими структурами объясняется в данном случае тем, что в ядрах антиклиналей обнажаются устойчивые нижнеордовикские кварцитовидные песчаники, тогда как в разделяющих их синклиналях залегают легче разрушающиеся карбонатно-кварцитовые и чисто карбонатные породы более высоких горизонтов силура. В осевой части Ляпинского антиклинория наблюдаются обратные отношения. В ядрах антиклинальных структур выступают древние, но легче разрушающиеся протерозойские слюдисто-кварцитовые и филлитовые сланцы. Области их развития выражены в рельефе понижениями, тогда как кварциты, сохранившиеся в крыльях или в области синклиналей, выступают в виде высоких хребтов.

Нивально-ледниковые формы рельефа. Горная область Приполярного Урала характеризуется широким развитием прекрасно сохранившихся свежих форм ледникового рельефа последнего плейстоценового оледенения и особенно послексерометрического долинно-карнового оледенения. Здесь же сосредоточены современные ледники и снежники.

Речные долины высокогорной полосы Урала превращены в трюги, на дне которых можно наблюдать прекрасно сохранившиеся конечные и боковые морены, участки свежего конечноморенного рельефа, цепочки плотинных озер. Отмечаются изломы продольного профиля, ригели. Верховья трюгов противоположных склонов сообщаются в некоторых случаях посредством сквозных перевальных ледниковых долин или замыкаются крутосклонными цирками, заполненными озерами. Цирки и кары в большом количестве встречаются на склонах высочайших вершин Приполярного Урала, которые буквально изъедены полыми формами снежной и ледниковой эрозии.

Вопросу о происхождении каров Л. Д. Долгушин уделяет большое внимание. Он стоит на точке зрения нивально-ледникового происхождения каров и поэтому в первую очередь выясняет распределение и динамику снежного покрова в области горной полосы Урала. В связи с преобладанием в зимний сезон влажных юго-западных и западных ветров восточная и северная части Приполярного Урала значительно беднее снегом, чем западная и юго-западная, где скопится наибольшее количество выпадающих за зиму твердых атмосферных осадков. Вместе с тем те же ветры западных румбов способствуют перевеванию снега на склоны восточной и северо-восточной экспозиций, где образуются нависающие карнизы, возникают лавины и скопляются большие количества снега во впадинах.

С высоких вершин и горных плато снег сдувается. Благодаря сдуванию снега с плоских водораздельных плато на них создаются благоприятные условия для глубокого промерзания грунта и образования постоянномерзлого слоя. Наоборот, в местах накопления снега на склонах определенной экспозиции и на дне долин промерзания не происходит. В связи с этим вечная мерзлота имеет не повсеместное развитие в горной полосе, распространяясь главным образом на области плоских горных плато.

При перевевании снега, кроме забоев, возникают в верхней части подветренных склонов висячие карнизы, которые время от времени, особенно в период весеннего таяния, обрываются и скатываются вниз в виде лавин. Лавины могут накапливаться у основания склонов в виде мощных «снежников подножий» или «регенерированных снежников», обладающих особенно большой морфологической активностью и подтачивающих склоны снизу. Особенно обильно скопится снег в карах и цирках подветренных склонов как путем перевевания, так и в результате скатывания лавин. Мощность снега, скопляющегося в карах, очень велика. Количество снега, скопляющегося в отдельных карах за один зимний сезон, бывает больше количества, которое стает за одно лето. В некоторых случаях таяние снега затягивается до поздней осени, и образуются летние снежники, а если часть снега не успеет растаять за летний сезон, возникают снежники-перелетки. Если это явление повторяется из года в год, могут возникнуть многолетние фирновые снежники и каровые ледники (рис. 117).

В настоящее время в области Приполярного Урала описано 28 ледников. Они сосредоточены в хребтах западной части горной полосы, в связи с отмеченными выше метеорологическими условиями, но встречаются на склонах восточной и северо-восточной экспозиций. В восточных хребтах ледников нет. Новейшие исследования, главным образом наблюдения Л. Д. Долгушина, доказывают, что уральские ледники, несмотря на свои незначительные размеры, обладают большой мощностью, поступательным движением и выносят большое количество моренного материала. Это говорит об их значительной экзарационной активности. По способу питания это навечно-лавиновые ледники, расположенные часто на сотни метров ниже климатической снеговой границы в тех местах, где велико снегонакопление. Значительная аккумуляция снега повышает энергию движения ледника. Характерна форма ледниковых каров, отличающая их от каров, созданных снежниками: ледниковый кар переуглублен в центре и перегорожен в устьевой части ригелем.

Современные ледники не являются реликтами в буквальном смысле слова, т. е. остатками льда, не успевшего растаять с послексеротермического времени. Их существование поддерживается современными условиями. Кары являются наиболее характерными формами леднико-

вого рельефа Приполярного Урала. Л. Д. Долгушин выделяет определенные генетические группы, намечающие последовательные стадии их развития.

Исходной формой является нивальная ниша, или зачаточный кар с плоским дном и отсутствием ригеля.

Следующие стадии представлены нивально-ледниковыми карами, или собственно карами, в образовании которых принимал участие дви-

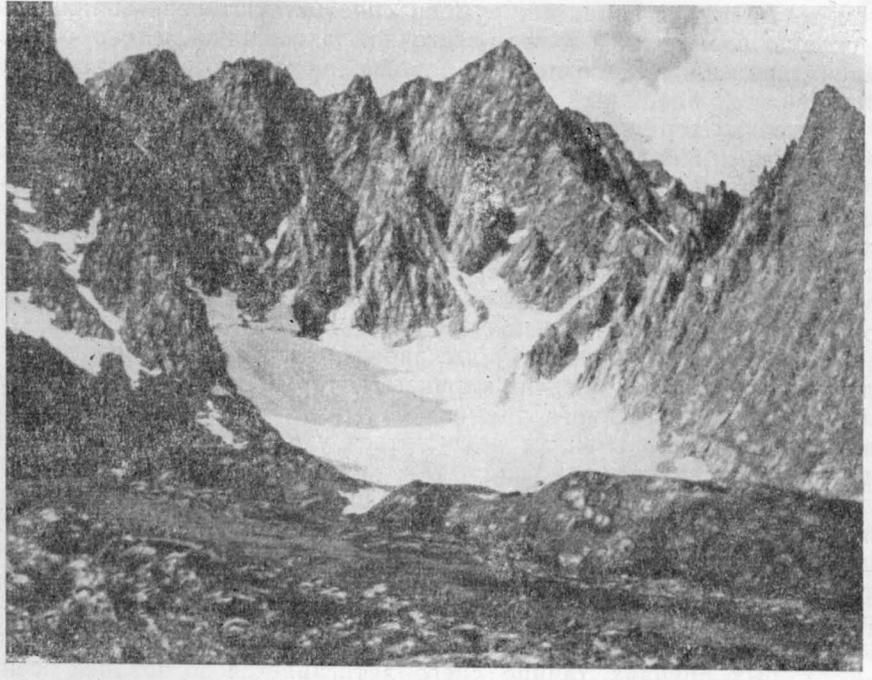


Рис. 117. Ледник Гофмана на хребте Сабля. Фото М. В. Фишмана

жущийся лед: кар имеет вогнутое дно и скалистый устьевой порог, обычно покрытый с поверхности чехлом морены. В случае стаявания ледника вогнутое дно кара может быть занято озером. Нивально-ледниковые кары Урала имеют от 0,5 до 1,0 км в диаметре. Высота их стен колеблется от 200 до 700 м, крутизна — от 30 до 90°. Она зависит от состава пород, слагающих данную вершину, и от возраста кара.

Третью группу представляют ледниковые цирки — фирновые бассейны бывших здесь некогда горных ледников. Цирки морфологически сходны с карами, но достигают значительно больших размеров (от 1 до 5 км в поперечнике). Одни из них образовались за счет слияния каров, другие представляют преобразованные деятельностью льда водосборные бассейны рек и ручьев. В цирках берет начало большинство рек Приполярного Урала.

Под воздействием снежников и ледников горные хребты приобретают те формы узких зубчатых гребней и карлингов, которые накладывают такой характерный отпечаток на рельеф Приполярного Урала.

Все кары и цирки сосредоточены на абсолютной высоте от 600 до 1300 м. К западу от водораздела кары наблюдаются на более низких уровнях, чем к востоку от него. Весьма неравномерно распределяются кары и на склонах различной экспозиции в связи с условиями снегонакопления.

Л. Д. Долгушин подробно рассматривает процессы выветривания и мерзлотно-солифлюкционные процессы, происходящие в горной области Приполярного Урала. Ее современный рельеф представляет сочетание нивально-ледниковых скульптурных и аккумулятивных форм, располагающихся в самых высоких зонах хребта, с альпийским рельефом, созданных или возобновленных голоценовым оледенением, и остатков древних поверхностей выравнивания нагорных плато, на которых возникают характерные формы мерзлотно-солифлюкционного генезиса: нагорные террасы, фестончатые склоны с террасами наплыва,



Рис. 118. Фигуры выветривания в слюдястых кварцитах в области истоков р. Кожима. Поверхность выравнивания на уровне 800 м. Фото М. В. Фишмана

выровненные вершинные площадки, курумы, каменные многоугольники и т. д., а также останцы морозного выветривания, но значительно меньших размеров и менее развитые, чем на Северном Урале (рис. 118), и расположенные на более низком уровне, чем формы гляциального рельефа.

Речная сеть. В связи с особенностями климата Приполярного Урала и ярко выраженными гляциальными формами, сохранившимися в области верхнего яруса рельефа горной зоны, могут быть отмечены и некоторые особенности его речной сети. В зоне развития альпийского рельефа все речные долины превращены в трог (рис. 119). Истоки рек находятся в большинстве случаев в крутосклонных цирках с озерами. Часто кары и цирки соединены с главной долиной узкими эрозионными ущельями. Нередко истоки рек, берущих начало в области самого высокого яруса рельефа, находятся в сквозных ледниковых долинах, образовавшихся благодаря разрушению стенок каров, расположенных на противоположных склонах. В ряде случаев реки восточного и западного склонов берут начало в озерах и болотах, находящихся в днищах широких перевальных седловин. Возможно, что эти седловины были некогда заняты переметными ледниками.

В среднегорной зоне долины рек утрачивают ясно выраженный характер трогов, хотя они несомненно представляют доледниковые долины, в которых располагались ледники древних оледенений. Реки

сохраняют горный характер, но течение их медленнее, чем на более низких отрезках в области увалистой полосы.

Для рек западного склона, как и в области Северного Урала, характерно чередование продольных участков долин с поперечными. Так, в продольной долине проходит значительный участок верхнего течения р. Щугора, которая затем поворачивает к западу, огибая периклинальное окончание Тельпосского хребта. После пересечения север-

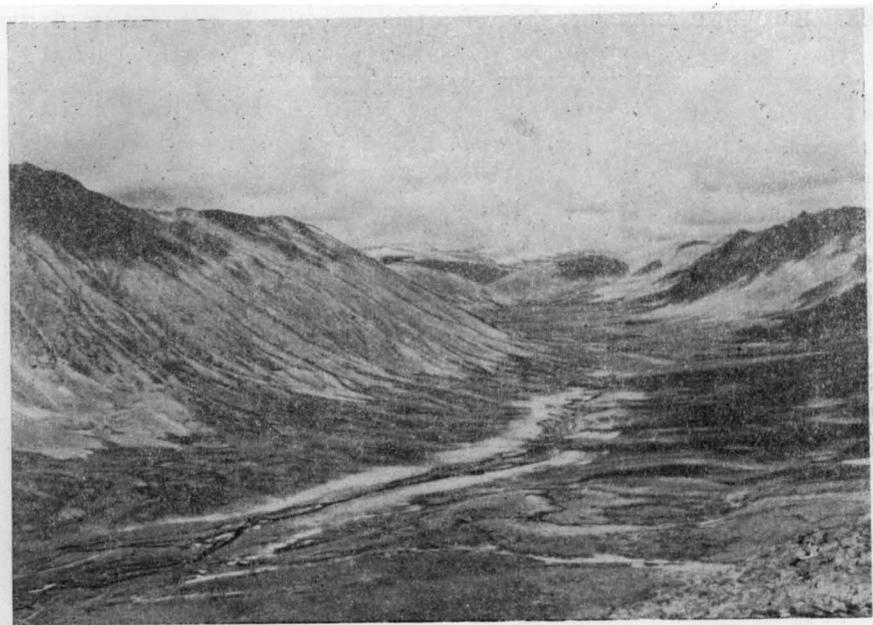


Рис. 119. Троговая долина р. Болбан-ю в верхнем течении (Приполярный Урал). Фото М. В. Фишмана

ного склона Тельпос-Иза в широтной долине река снова течет к северу в меридиональной долине. В меридиональной же долине, являющейся непосредственным продолжением Верхне-Щугорской депрессии, течет приток р. Щугора — р. Торговая. В данном случае депрессия совпадает с положением синклинальной структуры, в которой развиты карбонатные фации нижнесилурийских отложений, тогда как в мощной антиклинали Тельпос-Из выступают прочные кварциты самых нижних горизонтов ордовика. Поперечный отрезок долины р. Щугора также не случайно совпадает с областью погружения этой антиклинали. Сходную картину можно наблюдать на севере в области поперечного отрезка течения р. Кожима, который срезает периклинальные окончания кварцитовых хребтов Обе-Из, Восточного и Западного Саледы, Малда и Россомаха именно там, где кварциты погружены, и на поверхность выступают карбонатные фации силура. В синклинальных долинах рек Болбан-ю, Лимбеко-ю, Хамбал-ю и Дурной-йоль, расположенных между кварцитовыми антиклинальными хребтами, так же как и в синклинальной долине Верхнего Щугора, развиты карбонатные породы. Таким образом, кажущаяся прямая связь поднятий и депрессий рельефа и направления речных долин с тектоникой определяется все же в значительной степени литологией.

Реки западного склона находятся в более благоприятных условиях питания, чем восточного. Поэтому они образуют более разветвленную

гидрографическую сеть и глубже врезаются в область горной полосы, захватывая иногда водоразделы. Самой крупной рекой восточного склона является р. Ляпин (Хулга). По выходе из гор она окаймляет восточное подножие хребта, принимая ряд горных притоков справа. Эти консеквентные реки последовательно прорезают область высокогорной, среднегорной и увалистой полосы и выходят на равнину. Следуя вверх по их долинам, можно проследить те изменения, которые наблюдаются в характере течения рек и в строении их долин в различных геоморфологических зонах.



Рис. 120. Молодое эрозионное ущелье в истоках р. Пелингичей.
Фото М. В. Фишмана

Все рассмотренные речные долины имеют доледниковое происхождение и представляют, таким образом, унаследованные от более древнего времени эрозионные формы рельефа.

Кроме этого, могут быть указаны, как и на Северном Урале, послеледниковые эрозионные долины, главным образом мелкие притоки более крупных рек, и рытвины талых снеговых вод на крутых склонах. Узкие эрозионные ущелья, прорезающие ригели каров, тоже относятся к послеледниковым формам эрозии (рис. 120).

Подводя итоги изучения рельефа Приполярного Урала, Л. Д. Долгушин подчеркивает закономерность пространственного размещения форм мезорельефа различного генезиса в зависимости от распределения и перераспределения твердых и жидких осадков, происходящих в настоящее время, и, по-видимому, происходивших в том же направлении в предшествующий период. На восточных и северо-восточных склонах преобладают нивально-ледниковые формы рельефа, на западных же и юго-западных, откуда снега перевеваются на восточные, но где очень обильны жидкие осадки, наибольшее развитие получают водно-эрозионные формы.

Граница Полярного Урала, по Б. Н. Городкову (1926), проводится на широте $65^{\circ}40'$ там, где происходит резкое погружение основной структуры Приполярного Урала — большого, сложного веерообразного антиклинария Исследовательского кряжа. В связи с этим происходит

изменение как геологического строения, так и геоморфологии Уральского хребта.

Полярный Урал — безлесная область с яркими следами последнего оледенения и сохранившимися современными ледниками и снежниками, с сочетанием сглаженного рельефа плоских вершин горной полосы и альпийских форм наиболее высоких хребтов и с некоторыми особенностями геологического строения, определяющими ярко выраженную асимметрию хребта.

Основные черты рельефа и их связь с литологией и тектоникой. В связи с погружением кварцитовых ядер антиклиналей хребтов Обе, Западного и Восточного Саледы, Малда и Россомаха к северу от широтного колена р. Кожима, обрезающего периклинальные окончания этих хребтов, появляются последовательно карбонатные фации пород ордовика, силура и более молодых систем палеозоя до перми включительно. В бассейне р. Лемвы широкое развитие получают фации лемвинского комплекса палеозоя. Все эти отложения слагаются гораздо более податливыми породами, чем кварциты.

В связи с этим к северу от широтного колена р. Кожима и в бассейне р. Лемвы наблюдается резкое понижение и выполаживание рельефа. По простирацию погружившихся антиклиналей протягивается зона, которая по характеру рельефа должна быть отнесена к увалистой полосе. Горная полоса резко суживается, и западная граница ее отступает к востоку. Главный водораздел системы Оби и Печоры смещается здесь в область восточной полосы перидотитовых интрузий, слагающих грандиозный Войкар-Сынинский массив и его северное продолжение — массивы Пай-Ер и Рай-Из. Эта область Полярного Урала выделяется как его южная часть. На широте 67° происходит воздымание складок Уральского антиклинория, горная полоса снова расширяется, и по ее западной окраине опять появляются высокие массивы, сложенные кварцитами: Енганэ-Пэ (1145 м), Гнеть-ю (1332 м), Оче-Пэ (1363 м) и др.

Главный водораздел смещается к западу и переходит на горный массив Манита-Нырды и на Пай-Пудынский хребет.

В области горной полосы развиты кристаллические сланцы и изверженные породы доордовиковского возраста, по восточной окраине протягивается постепенно выклинивающаяся полоса основных и ультраосновных интрузий, а вдоль западной окраины получают развитие трамадокские кварцито-песчаники, протягивающиеся до Константинова Камня.

Эта северная половина горной полосы Полярного Урала отличается от южной как по геологическому строению, так и по рельефу.

В южной половине водораздельный хребет на всем своем протяжении непрерывный, рассеченный широкими и глубокими долинами. Только в некоторых местах он несколько снижается. Эти пониженные участки с более мягкими контурами вершин появляются в местах развития менее устойчивых пород: метаморфических сланцев и филлитов. Они отделяют друг от друга отрезки более высоких участков хребта с резкими очертаниями. Господствующая точка — гора Пай-Ер — достигает 1499 м абсолютной высоты. Все остальные выдающиеся вершины обычно не превосходят 1000—1160 м. Относительное превышение хребта над прилегающей местностью 600—800 м. Длина его от верховьев р. Лемвы на юге до р. Ельца на севере 12—20 км.

В Кок-Пельском понижении наблюдается захват реками восточного склона верховьев рек западного склона. Это объясняется более интенсивной регрессивной эрозией восточных рек, имеющих более близкий основной базис эрозии. Поверхность перидотитовых массивов представляет очень ровные плоские плато.

Для всей южной части Полярного Урала и К. Г. Войновский-Кригер, и С. Г. Боч отмечают ярко выраженную зависимость форм рельефа от степени устойчивости пород.

Центральная часть горной полосы образует здесь зону альпийского рельефа с хорошо сохранившимися формами ледниковой эрозии. Она совпадает с областью развития перидотитов.

Далее выделяется зона среднегорного рельефа с плосковершинными возвышенностями от 750 до 900 м абсолютной высоты, а в отдельных точках даже выше. На вершинах хорошо развиты формы морозно-солифлюкционного выветривания. Эта зона приурочена к области развития амфиболитов и габбро.

С. Г. Боч выделяет еще зону низкогорного рельефа с плоскими, слабо расчлененными водоразделами и с отметками от 220 до 300 м и от 300 до 480 м. Они несут следы обработки ледниками и морозно-солифлюкционными процессами. Эта полоса находится в области развития зеленых сланцев, вулканогенных и осадочных пород западного склона, непосредственно примыкая к полосе габбровых гор, с одной стороны, и, переходя в наклонную равнину увалистой полосы, с другой. На восточном склоне Урала зона низкогорного рельефа отделяется от высокой центральной части депрессией с увалисто-холмистым рельефом и следами ледниковой обработки и аккумуляции. Высотные отметки в депрессии от 200 м и ниже. В полосе низкогорья, называемой С. Г. Бочем «Малым Уралом», абсолютные отметки колеблются в пределах 200—400 м.

Таким образом, хорошо выраженная зональность рельефа тесно связана здесь с зональностью геологического строения и сменой пород различного состава.

Горная полоса северной части Полярного Урала имеет несколько иной облик. Она, в свою очередь, разделяется на две части. Южная занимает отрезок хребта от 67° до 67° 30' с. ш., где проходит широтная депрессия на водоразделе рек Сарт-ю и Лонгот-Югана. Северная часть тянется от Сартско-Лонгот-Юганской депрессии до Константинова Камня.

В южную часть врезается с юга продольная долина р. Северной Соби, которая делит ее на восточную и западную половины. Для западной характерно продольное расчленение рельефа, совпадающее с геологическими структурами так же, как это наблюдается в бассейне р. Кожима в области погружения складок Исследовательского хребта.

Вдоль западной окраины горной полосы поднимается большой антиклинальный массив Енганэ-Пэ (1145 м), сложенный тремадокскими кварцитами и подстилающими их доордовикскими метаморфическими породами. Он отделяется Нияюской продольной синклинальной депрессией от массива Манита-Ныр. В депрессии развиты верхнесилурийские и девонские породы в фациях лемвинского комплекса.

Массив Манита-Ныр также сложен тремадокскими кварцитами и конгломератами. Отдельные вершины его не превышают 1100—1200 м. Являясь главным водоразделом, он сильно изрезан истоками многочисленных рек и ручьев, берущих начало в его центральной части. М. П. Парханов (1948 г.) отмечает, что самый водораздельный гребень имеет вид зубчатой гряды. Она тянется на протяжении нескольких километров и извивается, огибая глубокие кары с почти отвесными склонами. Абсолютная высота гребня 1200 м. В северной части массива эта стена сменяется более широкой (0,4 км) плоской столовой поверхностью, покрытой морозно-солифлюкционными формами мезо- и микрорельефа.

К востоку от Северной Соби горная полоса расчленяется реками, текущими в юго-восточном направлении, между долинами которых поднимаются возвышенности и отроги того же простираения. Обширное, сравнительно менее расчлененное пространство образуется между реками Северной Собою и Ханмеем. Здесь хорошо развиты поверхности выравнивания, которые были отмечены еще О. О. Баклундом (1910, 1911б).

В этом южном участке северной половины Полярного Урала ширина горной полосы наибольшая.

В области всей Сарт-ю — Лонгот-Юганской депрессии Уральский хребет временно утрачивает альпийский характер, выполаживается и характеризуется бугристо-холмистым рельефом.

К северу от широтной депрессии, возникновение которой связано с поперечным погружением структур, высота хребта снова возрастает, и основные высоты поднимаются в его западной части. Здесь высятся Усинские горы. Наибольшей высоты достигает живописный хребет Уна-Юра (Многоглавый). Высота западных горных гряд достигает 1200 м над уровнем моря, и еще выше поднимаются самые значительные вершины — Гнетью-ю (1332 м) и Оче-Пэ (1363 м).

На параллели р. Щучьей расчлененная высокогорная область хребта расширяется и захватывает начало восточного склона.

На широте $68^{\circ} 15'$ — $68^{\circ} 18'$ горная полоса особенно резко асимметрична. Ее высокие западные хребты с ярко выраженным альпийским рельефом и наиболее возвышенными вершинами круто, почти отвесно, обрываются к карской депрессии — пониженной области тундр, покрытой многочисленными озерами. На восточном склоне хребет постепенно переходит в область увалистой полосы, а затем в прибрежную низкую Байдарацкую тундру.

К северу высокогорная часть района, имевшая южнее ширину около 30 км, быстро суживается. От $68^{\circ} 30'$ до $68^{\circ} 40'$ тянутся в северо-западном направлении два параллельных хребта, заканчивающихся невысоким Константиновым Камнем.

На севере хребты резко обрываются к денудационной равнине, являющейся продолжением западной увалистой полосы.

Вершины гор плоские, за исключением Большого и Малого Минисея с их гребневидными и остроконечными вершинами. На склонах развиты нагорные террасы. Эти последние хребты Урала, сложенные тремадокскими кварцито-песчаниками, простираются согласно с простираением этих пород.

Общий обзор рельефа как южной, так и северной части Полярного Урала ясно подчеркивает его литоморфность и связь с тектоникой через литологию. Обзор рельефа всей горной полосы показывает, что это общая основная закономерность для всего Урала. Связь бывает прямой там, где характер литологии более древних и более молодых отложений позволяет денудационным процессам препарировать антиклинальные структуры, сохраняющиеся в рельефе, благодаря твердости пород ядра. Более податливые молодые породы, наоборот, интенсивно размываются в области синклиналей и в депрессиях, возникающих в местах погружения антиклинальных складок.

Там, где развиты мощные толщи однородных изверженных пород, как в перидотитовых хребтах или в мощных палеобазальтах Сабля яснее выступает связь денудационных форм различных типов с системами тектонических трещин, что было отмечено М. В. Фишманом (1956) для горы Сабля и А. Н. Заварицким (1932) для массива Рай-Из, в котором направления речных долин следуют основному простираению тектонических трещин.

Поверхности выравнивания. Поверхности выравнивания отмечаются на Полярном Урале многими исследователями.

Характеризуя рельеф Тисва-Иза, самой западной горной гряды южной части Полярного Урала, Хабаков (1948) отмечает, что на самом верху ее сохранились отчетливые остатки плоской равнины, приуроченной к уровню 700—850 м абсолютной высоты. Местами над выровненной поверхностью этого Тисваизского пенеplена поднимаются скалистые гребешки и ступенчатые столовые возвышенности. Эти останцы-монадники, как правило, сложены более устойчивыми массивными породами — метаморфизованными габбро-диабазами, тогда как в области выровненных участков Тисваизского пенеplена развиты зеленые сланцы.

Ставя вопрос о происхождении Тисваизского пенеplена, А. В. Хабаков отмечает, что его нельзя связывать с широким развитием легко-разрушающихся сланцев, так как в центральной части горной полосы на том же субстрате зеленых сланцев находится другая, еще более высокая регионально развитая ступень пенеplена с абсолютными отметками 960—1200 м, которую он называет «Перевальным пенеplеном». Тисваизский пенеplен продолжается почти до самых ворот ущелья Верхней Лемвы, причем преобладающие абсолютные высотные отметки не превышают 700—850 м.

Описывая Тисваизский и Перевальный пенеplены, А. В. Хабаков подчеркивает, что «самостоятельность двух уровней пенеplена в южной части Полярного Урала в морфологическом отношении бесспорна». Он отмечает также, что уровни обоих пенеplенов закономерно понижаются в двух направлениях: во-первых, от главного водораздела к предгорьям хребта, а во-вторых, с юга (от Лемвы) на север вдоль хребта. Понижение Перевального и Тисваизского пенеplенов отмечено по данным топографической съемки.

В области перидотитовых массивов, слагающих водораздельный хребет в южной части Полярного Урала, очень ясно прослеживаются выровненные поверхности четвертого уровня, привлекавшие внимание всех исследователей этих вершин. А. Н. Заварицкий (1932) отмечает платообразный характер массива Рай-Из (1097 м). Г. Л. Падалка (1936) пишет о горных равнинах массива Пай-Ер (1499 м), происхождение которых он приписывает деятельности покровного ледника. К. Г. Войновский-Кригер (1953) указывает, что на перидотитовых вершинах Войкар-Сынинского и Пай-Ерского массивов развиты совершенно ровные плато выдержанной высоты от 1000 до 1300 м.

Эти выровненные поверхности соответствуют четвертой поверхности выравнивания Северного и Приполярного Урала.

По-видимому, средневысотные возвышенности, выделенные С. Г. Бочем, должны быть сопоставлены с равнинными поверхностями третьего уровня.

Слабо-расчлененные поверхности низкогорного рельефа, отмеченные Бочем, занимают как бы промежуточное положение между среднегорьем и повышенными полуравнинами увалистой полосы.

В северной части Полярного Урала еще О. О. Баклунд (1911) отметил наличие доледниковых выровненных поверхностей в горной полосе в верховьях Ханмея и Харбея.

М. Н. Парханов (1948 г.), описавший геологическое строение и геоморфологию массива Манита-Нырды, выделяет там несколько древних поверхностей выравнивания. Наиболее широко распространена и ясно выражена самая высокая, прослеживающаяся на высоте около 1000—1100 м на вершинах массива. Вторая поверхность, по его данным, про-

ходит на высоте 800—900 м, третья — на высоте 500—600 м и четвертая — на уровне 300—400 м абсолютной высоты. Указанные уровни только частично сопоставляются с уровнями, выделенными С. Г. Бочем и описанными для Северного и Полярного Урала. Первая, наиболее высокая поверхность массива Манита-Нырды, отвечает четвертой поверхности Полярного Урала и прослеживается в более южных районах. Четвертый уровень, выделенный Пархановым, соответствует, по-видимому, зоне низкогорного рельефа, описанной С. Г. Бочем.

Второй и третий уровни не находят соответствующих по высоте аналогов в более южных районах. Вторая поверхность выравнивания в массиве Манита-Нырды превышает отметки третьей поверхности Северного и Приполярного Урала, а третья поверхность Манита-Нырды, наоборот, ниже, чем третий уровень более южных районов.

Возможно, что выделенные М. Н. Пархановым второй и третий уровни не имеют регионального распространения и представляют выровненные участки местного значения, возникшие в результате морозно-солифлюкционной и нивальной планации.

А. В. Хабаков (1939 г.) описывает плоско-волнистую доледниковую поверхность выравнивания, прослеживающуюся на высоте 650—770 м над уровнем моря, и поверхность, расположенную на абсолютной высоте 350 м. Он считает обе эти поверхности одновозрастными и описывает их как единую поверхность «высокой тундры», как бы окаймляющую хребет Урала. Плато «высокой тундры» постепенно понижается и непосредственно переходит в равнину коренного цоколя тундр, окружающих Пай-Хой и протягивающихся вдоль Байдарацкого побережья на абсолютной высоте 250—300 м.

Граница «высокой тундры» с полосой самых высоких гребней водораздельного хребта гораздо более резкая, выраженная в виде высокого уступа.

А. В. Хабаков отмечает, что граница краевой полосы гребней главного водораздела приблизительно совпадает с границей между литологически различными толщами пород. Уступ часто располагается в месте перехода от области преобладающего развития хлоритовых сланцев к области распространения кварцитов, чередующихся с диабазами, кислыми эффузивами, кварц-серцитовыми и хлоритовыми сланцами. Но это совпадение не всегда точное.

В некоторых районах периферическая поверхность «высокой тундры» с отметками 550—700 м заходит как бы языками по путям главных долин в пределах высокогорной полосы с абсолютными отметками 1000—1300 м. Возвышенности этого уровня сохраняются в виде междуречных горных массивов. Эти соотношения ясно говорят об эрозионном характере границы между высокогорной полосой и поверхностью «высокой тундры».

А. В. Хабаков отмечает, что поверхность, образуемая высокими гребнями и вершинами центральной высокогорной полосы, в отличие от высокой тундры, не идеально ровная.

В описаниях А. В. Хабакова очень четко выявляются отличия и соотношения поверхности «высокой тундры» и поверхности четвертого уровня, прослеживающейся на вершинах высокогорной полосы. Но не выясненным остается происхождение и значение двух ступеней «высокой тундры».

В бассейне рек Нярмы, Лядгея и Большой Хуунты и в районе Константинова Камня поверхности выравнивания описаны Б. Я. Осадчевым (1949 г.) и А. М. Ивановой (Осадчев и Иванова, 1950 г.). В первом районе эти поверхности, по указанию авторов, выражены не отчетливо. А. М. Иванова предположительно выделяет в пределах горной

полосы два «пенеплена». Над поверхностью последнего в виде останцов поднимаются наиболее высокие вершины с гляциально-альпийскими формами рельефа. Они достигают высоты 900—1300 м и как бы окаймляются полосой средневысотных гор. Последние переходят в область низких гор с отметками от 300 до 600 м, которые А. М. Иванова относит к области увалистой полосы.

Но эти отметки не согласуются с данными других авторов, указывающих на понижение увалистой полосы по направлению к северу. По-видимому, высшие отметки, приведенные А. М. Ивановой, относятся не к самой выровненной поверхности, а к сохранившимся на ней останцам.

Очень интересна находка в трех пунктах, расположенных на высоте около 650 м, образований, сходных с древней корой выветривания, встреченной в бассейне Верхней Печоры на возвышенностях третьего уровня. По типу выветривания эта кора сходна с корой, широко распространенной на Южном Урале.

В области Лонгот-Юганского и Харбейского хребтов М. С. Бельский (1949 г.) выделяет четыре поверхности выравнивания: первая с абсолютными отметками 1000—1300 м, вторая на высоте от 700 до 1000 м, третья от 400 до 750 м, четвертая от 200 до 500 м. Наибольшее развитие имеют вторая и третья поверхности.

Надо отметить, что как в комплексах, отмеченных А. М. Ивановой, так и в поверхностях, выделенных М. С. Бельским, нет интервалов между максимальными высотами нижележащих поверхностей и минимальными высотами вышележащих. По существу, не получается картины ступеней, и не намечается интервалов в процессе образования выровненных пространств. Диапазон колебаний уровня каждой отдельной поверхности слишком велик по сравнению с тем, который отмечен для других районов. Возможно, что основные поверхности выравнивания смешивались в отдельных случаях с выровненными участками, созданными на различных уровнях морозно-солифлюкционными процессами или же к данной поверхности относились высоты сохранившихся на ней останцов.

Для двух указанных районов Полярного Урала поверхности выравнивания требуют дополнительного изучения. В целом же развитие на Полярном Урале доледниковых равнинных пространств регионального значения, увязывающихся с поверхностями выравнивания, установленными для Северного и Приполярного Урала, не вызывает сомнения.

Ледниковые формы рельефа и характер речных долин. В горной полосе Полярного Урала как деструктивные, так и аккумулятивные формы ледникового рельефа отличаются большой свежестью и хорошей сохранностью. Особенно широко распространены формы ледниковой эрозии, на которые накладывается теперь работа рек и горных потоков. Все долины современных рек представляют трюги. Поэтому обзор геоморфологии речных долин приходится связывать с обзором гляциальных форм рельефа. Современная ледниковая и снежная эрозии сосредоточены в карах, где сохранились каровые снежники и небольшие каровые леднички часто карово-долинные с языками. Кроме того, имеются и довольно многочисленные снежники-перелетки и сезонные снежники, а в последние годы обнаружено очень значительное современное оледенение.

На юге Полярного Урала ледниковые формы рельефа особенно ярко выражены в Войкар-Сынинском перидотитовом массиве и особенно в массивах Рай-Из и Пай-Ер, где они были описаны А. Н. Заварицким (1932) и Г. Л. Падалкой (1936). В последнее время геоморфологические исследования в Войкар-Сынинском массиве проводились

С. Г. Бочем (1952 г.), который дал очень обстоятельное описание ледниковых форм рельефа.

Следы долинного оледенения очень ярки. Все более крупные речные долины представляют трюги с весьма крутыми обрывистыми склонами, глубоко врезаемые в горный массив. Профиль долин U-образный. Дно их покрывают моренные отложения, сложенные главным образом крупными, слабо окатанными валунами. Мощность моренных отложений колеблется от 5 до 30 м. Частично это отложения донной морены, частично — ясно выраженные конечные морены.

В вершинах рек и их многочисленных притоков располагаются кары со снежниками или с озерами, в которых реки берут начало. Кары встречаются также в бортах долин. Дно более обширных цирков обычно выше уровня долин.

С. Г. Боч отмечает, что для восточного склона Перидотитового хребта характерны узкие длинные трюги с резко выраженным ступенчатым профилем. Верхние участки таких трюговых долин представляют «лестницы каров», разделенные ригелями, выше которых нередко встречаются озера. Для трюгов западного склона характерны меньшая длина и лопастные очертания.

С. Г. Боч выделяет несколько групп каров по их морфологическим признакам, связанным со степенью развития и сохранности. Он подчеркивает закономерности размещения каров, а именно, преобладание каров восточной и северо-восточной экспозиции, с чем связана асимметрия отдельных массивов. Все отмеченные в этом районе ледники и крупные многолетние снежники также располагаются на восточных склонах.

В области перидотитовых массивов работа речной системы, наложенной на сеть больших ледниковых трюгов, выражена слабо. В больших долинах современные реки только перемывают моренный материал. Но в более круто падающих мелких долинах размыв идет энергичнее, и речные воды, промыв ледниковые отложения, врезаются на несколько метров и даже десятков метров в коренные породы. Наличие глубоких крутосклонных ледниковых долин, в которые вложена современная речная сеть, создает впечатление молодости рельефа. На крутых склонах, подвергающихся выветриванию, происходят обвалы; стекающие по ним бурными каскадами талые снеговые и атмосферные воды образуют рывины и крутые ложки. Различные типы их описаны в работе С. Г. Боча. Вследствие большой крепости и устойчивости перидотитов процесс преобразования ледникового рельефа в водно-эрозионный происходит медленно, и сохраняется исключительная свежесть гляциальных форм.

Прекрасно сохранившиеся формы долинно-карового оледенения описаны М. Н. Пархановым (1948 г.) в массиве Манита-Нырды.

Долины всех более крупных потоков и речек представляют трюги с крутыми бортами и плоским дном шириной более 3 км. Воды современных рек, текущих по этим долинам, перемывают донно-моренные и флювиогляциальные отложения и лишь местами врезаются в коренные породы. В долине Малой Пайпудыны хорошо выражен холмисто-моренный ландшафт.

М. Н. Парханов указывает в этом массиве три цирка. Кары очень широко распространены и располагаются на различных высотах. Иногда встречаются лестницы каров в 2—3 этажа. Чаще всего они расположены на северных и восточных склонах гор.

Для высокогорной области северной части Полярного Урала наиболее интересный материал по древнему оледенению и его влиянию на рельеф можно найти в работах А. В. Хабакова (1948 г., 1949 г.).

Следами покровного оледенения являются прежде всего крупные валуны, отмеченные на поверхности всех вершин горной полосы. А. В. Хабаков считает, что деятельности покровного ледника можно приписать и развитие выглаженных поверхностей на вершинах, не изрытых карами, которые хорошо прослеживаются на водоразделе рек Щучьей и Падераты и на всем восточном склоне от Падераты до группы гор Минисея. О покровном оледенении говорят и гряды конечных морен, встреченных в области тундр на расстоянии 60—70 км от хребта (гряда Собкой), и известная, наиболее удаленная от хребта, морена на р. Оби у с. Самарова, которую связывают с максимальным оледенением.

Гораздо более многочисленны и яркие следы молодых долинно-каровых оледенений, причем, как и в области перидотитовых массивов, формы ледникового выпаживания преобладают, а аккумулятивные формы рельефа встречаются сравнительно редко.

Все крупные реки Полярного Урала как на восточном, так и на западном склонах текут в хорошо выраженных троговых долинах с карами, нунатаками и долинными озерами. Склоны долин крутые и достигают 200—500, а иногда и 600 м высоты. Троговые озера — Большое Щучье, Малое Щучье, Хадатинское и др. — обычно сильно переуглублены по сравнению с дренирующими их реками. Боковые троговые долины часто являются висьями по отношению к главным (рис. 121).

Многие перевальные седла через главный водораздел хребта также имеют троговый характер, и почти все троговые долины рек связаны между собой водораздельными перевалами. Встречаются и плоские переметные троговые перевалы с озерами.

В высокой центральной части хребта Полярного Урала широко развиты кары, располагающиеся преимущественно на восточных и юго-восточных склонах на высоте от 500 до 800 м. Вне пределов центральной части хребта кары развиты главным образом в верховьях небольших ручьев; притоков больших троговых долин и расположены более низко, на высоте от 400 до 500 м.

Есть крупные кары и на западном склоне. Особенно эффектен в этом отношении горный массив Уна-Юра — громадный ледниковый цирк с зубчатыми выступами карлингов, с многочисленными группами крупных каров и висьями боковыми трогами, открывающимися над днищем главной троговой долины р. Большой Кары.

В 1933 г. в верховьях р. Лапта-яха в массиве Лонгот-Юган В. Н. Андреев обнаружил первый для Полярного Урала фирновый ледничок, тянувшийся около 1,5 км вдоль каменистого русла трога. Толщина фирна свыше 4 м. В 1938 г. каровый ледничок был открыт А. В. Хабаковым в окрестностях оз. Большого Хадатинского. В последние годы обнаружено значительное количество современных ледников на Полярном Урале. Некоторые из них достигают значительных для Урала размеров, а общее число не только не уступает числу ледников Приполярного Урала, но даже превосходит его (36).

Из аккумулятивных форм ледникового рельефа надо отметить моренные языки, образующие предгорную полосу вдоль подножия восточного склона хребта и лучше всего выраженные в районе выхода рек Щучьей и Ходаты из области хребта в тундру. В ряде долин западного склона Полярного Урала в месте выхода их из пределов хребта встречены моренные гряды (например, в долине рек Кары, Лядгея, Нарма-яха и др.). В самих троговых долинах встречаются невысокие моренные холмы и гряды, сложенные глинисто-песчаным валунным материалом. Относительная высота их не превышает обычно 50—70 м.

Подводя итоги описанию ледникового рельефа и современного оледенения Полярного Урала, можно отметить, что основные закономерности в расположении каров, в характере ледниковых долин, в соотношении и расположении деструктивных и аккумулятивных форм ледникового рельефа здесь те же, что и в Приполярном Урале. Ледники имеют то же наваянно-лавинное происхождение и располагаются



Рис. 121. Висячая троговая долина на западном склоне Полярного Урала в истоках р. Кары. Фото Г. А. Чернова

на подветренных склонах; в горах преобладает вынос обломочного материала и образование деструктивных форм рельефа, а аккумуляция происходит за их пределами; вследствие несколько более суровых климатических условий Полярного Урала здесь немного ниже располагается граница каров.

По отношению к простираению хребта и слагающих его пород главные реки Полярного Урала чаще всего поперечные, причем долины западного склона обсеквентные, а восточного — консеквентные.

В северной части Полярного Урала только долина р. Нярма-яха продольна по отношению к простираению хребта и разделяет горную полосу северного конца Урала на два гребня. В продольных долинах проходят также рассмотренные выше реки Ния-ю и Пайпудына и небольшой участок верховьев р. Усы. Продольные речные долины совпадают с синклинальными структурами.

Большинство крупных рек берет начало в горных озерах или на пологих ледниковых перевалах; реже реки вытекают из снежников

размытых цирков. Далее они текут в трогах, дно которых остается широким и плоским почти до выхода из хребта. Более мелкие боковые притоки и ручьи, впадающие в крупные реки в области гор и возникшие в послеледниковое время, текут в узких эрозионных ущельях, образуя пороги и водопады. Скалистые каньоны встречаются и в долинах более крупных боковых притоков, успевших достаточно далеко врезаться в горные массивы. Короткие узкие ущелья с V-образным поперечным профилем встречаются в местах пропиливания ригелей.

Большинство крупных рек Полярного Урала при выходе из трогов на повышенные тундровые равнины предгорий врезаются в них, образуя узкие каньонообразные долины, называемые верхними буриданами. В буриданах проходит среднее течение рек. В нижнем течении, при выходе из буриданов, реки вступают в область пониженных равнин и медленно текут, извиваясь в широких долинах, выполненных элювиальными наносами. Те из них, которые впадают в Карское море, образуют нижние буриданы перед выходом к самой низкой приморской равнине. Глубина этих нижних каньонов не более 25—40 м. Образование верхних и нижних буриданов связано с молодыми общими поднятиями Уральской горной области.

В северной части Полярного Урала в долинах рек горной полосы прослеживается система террас, сходная с той, которая характерна для рек южной части. Над песчано-галечной поймой поднимаются уступы трех надпойменных террас. Нижняя с относительной высотой 5—7 м обычно врезанная, скалистая или же цокольная подставная. Средняя высотой 10—12 м, часто бывает аккумулятивной, сложенной флювиогляциальными песками и галечниками, отложенными в последнюю фазу отступления долинных ледников, иногда цокольная. Она обычно имеет наибольшее развитие в бортах крупных долин.

Самая высокая третья надпойменная терраса, достигающая высоты 18—20 м, как правило, эрозионная, врезанная в коренные породы и прикрытая тонким слоем супеси с крупными валунами. В связи с широким развитием второй террасы, третья терраса чаще всего встречается в виде уцелевших останцов. Эта система террас свидетельствует о незначительных поднятиях позднеледниковой и современной эпохи.

Формы морозного выветривания и солифлюкции. Все авторы, описывающие рельеф Полярного Урала, указывают на широкое развитие нагорных террас. Наибольшего развития они достигают в северной части Полярного Урала, в пределах увалистой полосы восточного склона.

В альпийском же ландшафте горных вершин и западного склона нагорные террасы не играют сколько-нибудь заметной роли.

Ту же закономерность отмечает А. В. Хабаков и в распространении курумов, которые особенно развиты в краевом поясе предгорий. Он правильно связывает это с тем, что курумы, нагорные террасы, каменные полигоны являются формами перигляциального выветривания, которые начали формироваться в краевых частях горной полосы и в области предгорий тогда, когда центральная часть была еще занята ледниками. В центральных частях сохранились формы ледниковой эрозии, а по периферии — формы перигляциального выветривания. Эта закономерность еще сохраняется и в южной части перидотитовых массивов, где С. Г. Боч отмечает преобладание прекрасно выраженных форм ледниковой эрозии в центральной горной полосе и широкое развитие форм морозно-солифлюкционного генезиса в области среднегорного и низкогорного рельефа. Эти процессы интенсивно развиваются и в настоящее время. А. В. Хабаков описывает движение россыпей, отмечает изменением формы каменных полигонов, образование камен-

ных и земляных рек, солифлюкционных террас наплыва, ложных террас, возникающих вследствие оползания, и т. д.

Характерно, что на высоких вершинах Полярного и Приполярного Урала почти совершенно не встречается столь типичных для Северного Урала руин, столбов и башен, возникших благодаря морозному выветриванию, развивающемуся по системе взаимно перпендикулярных диаклаз. Эти формы мезорельефа, накладывающие столь характерный отпечаток на многие вершины Северного Урала, имеют определенное зональное распределение, которое нельзя связать с характером пород. Кварциты, серицит-кварцитовые сланцы и граниты, в которых образовались столбы и руины выветривания Печорско-Ильчского и Уньинского районов, широко развиты и в Приполярном и в Полярном Урале.

Между тем, только в работе М. Н. Парханова указывается при описании мезорельефа высоких вершин горной области, что выходы кварцитов и конгломератов образуют часто острые гребни, украшенные зубцами или причудливыми руинами выветривания. С. Г. Боч указывает на развитие руин выветривания по периферии горной полосы на восточном склоне.

Формы мезорельефа, характеризующие ландшафт каждой из трех широтных зон горной полосы, определяются в значительной степени климатическими условиями ледниковой и современной эпох, а климатические условия связаны как с широтой, так и с абсолютной высотой Северного, Полярного и Приполярного Урала. Поэтому в распределении гляциальных форм и форм перигляциального выветривания (в частности, нагорных террас, столбов, башен и других типов руин) наблюдается широтная и вертикальная зональность. На вершинах гор уступы нагорных террас и руины развиты главным образом в области Северного Урала, раньше освободившейся от ледников. В Приполярном и Полярном Урале они уступают место ледниковым формам и возникают только на более низких гипсометрических уровнях.

Западная увалистая полоса. Основные черты рельефа и его связь с литологией. Западная увалистая полоса сложена интенсивно дислоцированными палеозойскими осадочными породами, в значительной мере представленными известняковыми фациями. Характерны также кварцитоподобные песчаники, развитые в различных отделах палеозоя. Нижнеермские осадки, прослеживающиеся в западной части увалистой полосы, слагаются в основании известняками, а выше полимиктовыми песчаниками с небольшими толщами конгломератов, алевролитами и глинистыми сланцами. В области Полярного Урала и в бассейне Верхней Печоры и Уньи в различных отделах палеозоя встречаются кремнистые сланцы. Изверженные породы, главным образом небольшие интрузии габбро-диабазов, имеют ограниченное распространение и встречаются только в восточной части западной увалистой полосы. В области Полярного Урала большое развитие получают эффузивы.

Литологические различия пород также четко сказываются в рельефе увалистой полосы, как и в Горном Урале. Там, где развиты известняки, располагаются пониженные пространства с однообразным рельефом, водоразделы имеют очень выдержанную высоту. Речные долины узкие, окаймлены ясно выраженными уступами древних эрозионных террас. Там, где эти высокие террасы или коренные берега подмываются, образуются живописные скалистые обнажения.

В местах, где выступают полосы пород, сильнее сопротивляющиеся выветриванию и размыву — кварцитов, кварцевых песчаников, кремнистых сланцев — поднимаются возвышенные гряды, вытянутые по про-

стиранию этих пород. Там, где палеозойские осадки прорваны интрузиями габбро-диабазов, образуются отдельные горки-монадники.

Очень показателен в этом отношении меридиональный участок течения р. Илыча от устья его левого притока р. Кожим-ю до устья р. Егра-Ляги. Илыч течет здесь в широкой депрессии, сложенной силурийскими и ордовикскими известняками. Она ограничена с запада грядой Иджид-Парма, сложенной из кварцитовидных, предположительно девонских песчаников, а с востока высоким Западным хребтом горной полосы, в котором развиты ордовикские кварциты и более древние кварцитовые сланцы и метаморфизованные диабазы.

Высокие вершины Западного хребта поднимаются до 1195, 1096, 1082, 912 и 900 м абсолютной высоты. Высота Иджид-Пармы на данном отрезке 450—550 м. В пределах Илычской низины высотные отметки от 200 до 275 м, в среднем 250 м.

Там, где Западный хребет выклинивается, и в связи с его погружением расширяется область развития более молодых известняковых фаций ордовика, граница депрессии отступает к востоку.

В своей южной части Илычская низина раздваивается, так как к югу от правого притока Илыча — р. Лопью, поднимается меридиональная возвышенность Эбель-Из высотой 731 м, сложенная кварцитовидными песчаниками. К востоку и западу от Эбель-Иза и расположенной у его южного окончания гряды Валган-Чугра (551,7 м); протягивающейся к берегу р. Илыча, развиты карбонатные фации ордовика и силура, вскрытые в обнажениях р. Илыча и ее притока — р. Кос-ю. В пределах выровненной Илычской депрессии, недалеко от устья левого притока Илыча — р. Ук-ю, поднимается небольшая сопка Маркочук (около 300 м), отмечающая место выхода метаморфических основных пород. Литоморфность рельефа выступает исключительно ясно.

Для бассейнов р. Подчерема связь рельефа с литологией подчеркивают Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935). Здесь над выровненной областью, сложенной известняками, поднимается ряд парм. По свидетельству указанных авторов, «...геологически они строго соответствуют полосам среднедевонских кварцитовидных песчаников. Большею прочностью песчаников по сравнению с вмещающими их известняками и объясняется существование этих парм».

В бассейне рек Уньи, Малой Печоры, Илыча, Подчерема и Щугора пармы составляют очень характерный элемент рельефа увалистой полосы. Высота их постепенно убывает с востока на запад. Та же картина наблюдается и в районе Приполярного Урала, в бассейне р. Косью. Рельеф этой части увалистой полосы описан в работах А. А. и Г. А. Черновых (1940) и В. В. Маркина (1947—1948 гг.). Эти авторы указывают, что к востоку от хребта Обе протягивается ряд более низких возвышенностей, вытянутых по простиранию пород. Они имеют четковидный характер и слагаются из отдельных сравнительно коротких отрезков — «чугр». Самая восточная гряда чугр сложена кварцитовидными песчаниками эйфельского яруса. К западу от нее располагается заболоченная долина р. Нижней Портнича-Йоль, связанная с полосой глинистых сланцев нижнего карбона. За этой долиной прослеживается вторая гряда четковидных, поросших лесом увалов, приуроченных к полосе более устойчивых пород.

В. В. Маркин отмечает общее понижение водоразделов увалистой полосы к западу, где она постепенно переходит в низменную, залесенную равнину. К северу от широтного колена р. Кожима, по указанию В. В. Маркина, отдельные увалы вытянуты почти в широтном направлении в связи с периклинальным расположением пластов. Эти увалы имеют пологие склоны, плоские широкие вершины и отделены один от

другого заболоченными, иногда бессточными впадинами и лощинами. Отмечено большое количество карстовых воронок, указывающих на развитие известняков в этих пониженных участках. К северу рельеф постепенно понижается, увалистая полоса переходит в болотистую низину.

В бассейне р. Лемвы — района развития фаций лемвинского комплекса, по свидетельству К. Г. Войновского-Кригера (1953 г.), возвышенности приурочены к областям распространения кремнистых сланцев и изверженных пород, играющих значительную роль в составе этого комплекса.

С. Г. Боч (1952 г.) выделяет полосу предгорий в исследованной им части бассейна р. Лемвы под названием наклонной увалистой предгорной равнины. Она тянется от подножия Урала до Усинской впадины. Ширина ее от 10 км на севере до 22 км на юге.

Характеризуя ее рельеф, С. Г. Боч отмечает наличие широких увалов, реже холмов с пологими склонами, разделенных заболоченными мягко очерченными понижениями. Абсолютные отметки увалов, как и в других частях увалистой полосы, снижаются по мере удаления от гор к западу. Большие увалы ориентированы параллельно хребтам Урала, т. е. по простиранию пород. С. Г. Боч указывает также на развитие к югу от р. Пальник-ю системы более древних узких и длинных ложбин, или «каналов стока», также располагающихся параллельно Уралу. Восточная граница увалистой полосы имеет, по данным С. Г. Боча, «фестончатые очертания» и местами довольно постепенно переходит в область горной полосы.

Западные предгорья северной части Полярного Урала очень узки. Обычно здесь горный хребет резко обрывается к равнинной тундре.

Для самой северной части Полярного Урала увалистая полоса была описана А. М. Ивановой (Осадчев и Иванова, 1951 г.) и Б. Я. Осадчевым (1949). В бассейне рек Нярмы и Лядгея она характеризуется сглаженными плоскими водоразделами, над которыми поднимаются отдельные возвышенности с пологими склонами и абсолютными отметками от 400 до 800 м. По-видимому, это останцы возвышенностей третьего уровня на разных стадиях разрушения и понижения. А. М. Иванова очень кратко характеризует геоморфологию области и не останавливается на литологической характеристике этих изолированных гор. Отмечается развитие в них троговых долин, загроможденных моренным материалом.

На западе увалистая полоса отделяется эрозионно-тектоническим уступом от низменной Карской тундры с отметками 180—200 м. Линия уступа соответствует в геологическом отношении Карскому надвигу. С востока увалистая полоса граничит с передовыми хребтами горной полосы, причем ширина ее всего 3—4 км. Местами она вообще отсутствует, и горы высотой 700—800 м резко обрываются к предгорной равнине.

Севернее горы Хахарем-Пэ, в бассейне рек Хой-Тальбея и Себета, увалистая полоса западного склона сливается с увалистой полосой восточного склона.

А. М. Иванова считает, что невысокие, сниженные и террасированные массивы Константинава Камня, Минисея, Аркамбой-Минисея, так же как хребет Вяргала-Хой и Сянгур-Хой, по своему положению, строению и высоте близки к увалам западных предгорий и поэтому должны быть отнесены к увалистой полосе, хотя геологически они и являются крайним северным продолжением западных хребтов горной полосы, сложенных из тремадокских кварцитов и конгломератов. Б. Я. Осадчев (1949 г.) относит эти хребты к области горного рельефа,

а окаймляющую их холмисто-волнистую предгорную почти-равнину, соответствующую собственно увалистой полосе, описывает под названием предгорной всхолмленной денудационной почти-равнины.

Характеризуя рельеф предгорной почти-равнины, Б. Я. Осадчев подчеркивает его литоморфность. Для этой области характерны пологие широкие увалы и гряды, повторяющие все основные простирания геологического субстрата пенеплена. По данным Осадчева, стойкими по отношению к выветриванию являются кварцито-песчаники, кремнистые сланцы и диабазы, которые образуют положительные формы рельефа. К устойчивым породам относит он и фтаниты, что не отмечено другими исследователями Урала.

Пологие склоны увалов сливаются с плоскими, обычно пониженными областями, занятыми болотами. Разнообразие в ландшафт вносят только каньонообразные долины и каньоны, врезанные на глубину 10—30 м и обрамленные скалистыми обнажениями. На вершинах увалов встречаются отдельными пятнами галечно-песчаные и песчано-глинистые желтовато-бурые отложения со значительным количеством валунов уральских пород. Изредка встречаются гряды песчано-валунно-галечных отложений, вытянутые вдоль горных цепей. Осадчев относит эти образования к делювиогляциальным отложениям и моренам. Чаше склоны увалов покрыты крупноглыбовыми осыпями.

Горы- и гряды-монадки, составляющие характерный элемент рельефа увалистой полосы, возникли, как и речные долины, в доледниковое время. Выровненные участки должны быть отнесены ко второй поверхности выравнивания.

Доледниковый возраст парм и речных долин увалистой полосы подтверждается развитием ледниковых отложений и, в частности, морен покровного оледенения в области долин и в местах их прорыва сквозь пармы (Варсановьева, 1934а, 1940; Войновский-Кригер, 1953 г.). Кроме того, в долинах увалистой полосы развита система высоких древних террас доледникового возраста, сопоставляющихся с комплексом древних террас Среднего и Южного Урала, о чем подробнее будет сказано ниже.

Формирование равнинных пространств второй поверхности выравнивания относится, по-видимому, к мезозою (Варсановьева, 1932). Это предположение подтверждается исследованиями К. Г. Войновского-Кригера, обнаружившего в бассейне р. Усы на водоразделе рек Паги и Пальник-ю на высоте 185 м над уровнем моря высыпки верхнемеловых глауконитовых песчаников. Они распространены на обширной площади и свидетельствуют о том, что море наступало на выровненную уже поверхность этой части будущей увалистой полосы. Его осадки перекрыли и надолго сохранили здесь ее мезозойский рельеф, который на значительных пространствах уже представлял собой равнину. Д. В. Борисевич считает, что пониженные участки в области развития известняков могли образовываться только в условиях влажного и теплого климата мезозоя, способствовавшего повышению их растворимости.

Восточный край увалистой полосы нередко отделяется резко выраженным уступом от возвышенностей горной полосы. Это происходит там, где наблюдается смена устойчивых кристаллических пород известняками. Равнинная поверхность увалистой полосы проникает в область гор вдоль по речным долинам. Их более высокие террасы соответствуют по высоте водораздельным пространствам восточной части увалистой полосы. Примером может служить обширная Верхне-Щугорская впадина, окруженная высокими горами и достигающая 70 км длины и

8—10 км ширины. Такую же картину можно наблюдать в северо-западной части Приполярного Урала, в бассейне р. Кожима.

Характер границы между горной и увалистой полосами рассматривается подробно в работах К. Г. Войновского-Кригера. Этот автор отмечает ее прямолинейность и связь в резкой сменой пород. По его мнению, эта граница и четко выраженный уступ ни в коем случае не являются тектоническими, хотя местами могут совпадать с линией надвига. Волнистый характер этой границы отмечается С. Г. Бочем.

Приведенные факты говорят за то, что уступ между горной и увалистой полосами имеет чаще всего эрозионное происхождение. Эрозия и селективное выветривание особенно интенсивно проявляются там, где кристаллические сланцы граничат с известняками или другими легко разрушающимися породами. В подтверждение этого предположения можно указать, что там, где восточная часть увалистой полосы слагается прочными, трудно размываемыми горными породами — кварцитовидными песчаниками и кремнистыми сланцами — можно наблюдать постепенный переход от горной полосы к увалистой. Ряд гряд-монаднок, сохранившихся в пределах увалистой полосы, смягчают переход от горной области к области предгорий. Указание К. Г. Войновского-Кригера на то, что в некоторых случаях граница горной полосы не связана с литологией, так как по ту и другую сторону от нее выступают одни и те же породы, также не противоречит представлению об эрозионном происхождении уступа. Денудационные процессы, прежде всего эрозия, могут создавать формы размыва и обусловленные ими контрасты рельефа и в совершенно однородных породах. Но эти контрасты яснее выступают и чаще наблюдаются на границе соприкосновения пород разного петрографического состава и разной сопротивляемости агентам денудации.

Переход от «повышенной равнины» увалистой полосы к более низким равнинам Печорской низменности и Большеземельской тундры происходит местами постепенно и не отмечается ясно выраженной орографической границей, как, например, в бассейне р. Илыча или в области бассейна рек Кожима и Косью, где это отмечает В. В. Маркин. В некоторых же случаях граница находит отражение в рельефе, что, по-видимому, объясняется литологией.

Связь уступа западной увалистой полосы и Печорской низменности с литологическим характером пород отмечается, например, Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной. Они указывают, что на западе увалистая полоса переходит в Печорскую низменность, сложенную слабодислоцированными верхнепермскими породами, то постепенно, то в виде определенного крутого уступа. Этот уступ яснее выражен там, где он совпадает с выходами дислоцированных известняков карбона и становится менее заметным в области развития по ту и другую сторону от него только обломочных пермских пород.

Увалистая полоса может рассматриваться как предгорный уступ, или пьедмонт. Выравнивание его поверхности началось в мезозое и шло неравномерно в связи с литологическими различиями в составе слагающих его пород. По-видимому, значительные участки его были выровнены к концу мезозоя, так как сантонское море, наступившее на западные предгорья в бассейне р. Усы, перекрыло своими осадками уже выровненную на значительных пространствах поверхность. Поднятие этой увалистой равнины и формирование пьедмонта в его современном виде произошло значительно позже, вероятно, в конце плиоцена.

Ледниковый рельеф. В области западной увалистой полосы оледенение не сыграло решающей роли в выработке новых и коренном преобразовании старых форм рельефа. Нельзя согласиться с теми

авторами, которые трактуют поверхность выравнивания второго уровня как ледниковый пенепплен и характеризуют область увалистой полосы в целом как предгорную равнину с формами аккумулятивного ледникового рельефа. Это может относиться только к той части увалистой полосы, которая окаймляет северную половину Полярного Урала.

К. Г. Войновский-Кригер указывает для области развития лемвинского комплекса в бассейне р. Усы ничтожный по мощности и прерывистый покров ледниковых отложений. Этот покров совершенно отсутствует в отдельных участках увалистой полосы, где не сохранилось даже и разрозненных валунов и выступает только щебень коренных пород. То же наблюдается и в бассейне Верхней Печоры, где ледниковые наносы более или менее значительной мощности сохранились главным образом в отдельных впадинах доледникового рельефа, в которых они уходят ниже современного эрозионного уровня. На высоких пармах, а часто и на плоских водораздельных участках, сложенных известняками, отсутствуют иногда даже валуны. Более мощный покров морены на водоразделах увалистой полосы отмечен Б. И. Гуслицером только в бассейне р. Уньи, т. е. в области, расположенной у границы покрова первого оледенения, по схеме С. Л. Бызовой.

В увалистой полосе Приполярного и особенно Полярного Урала сохранились аккумулятивные формы рельефа, связанные с деятельностью горных ледников. К. Г. Войновский-Кригер (1954 г.) указывает на то, что в отдельных участках увалистой полосы встречаются как бы небольшие острова с хорошо сохранившимися ледниково-аккумулятивными формами рельефа, являющимися памятниками третьего оледенения. Они характеризуются оригинальным мелкохолмистым или бугристым рельефом и небольшими бессточными впадинами, занятыми озерами.

Э. Гофман (1856) отмечает всюду вдоль западного склона Полярного Урала ровные заболоченные тундровые пространства, непосредственно примыкающие к горному хребту и несущие местами следы ледниковой аккумуляции в виде валов, сложенных обломочным материалом.

Ледниковые формы рельефа отмечаются у подножия передовых хребтов Полярного Урала А. В. Хабаковым (1945) и В. Я. Осадчевым (1949 г.). Конечные морены, оставленные отступавшими в горы ледниками последнего оледенения, и разбросанные между ними озера прослеживаются в отдельных участках на значительном протяжении вдоль западной окраины Уральского хребта. Такие ландшафты описывают для бассейна р. Щугора Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935). Наличие этих форм рельефа в области увалистой полосы Полярного и Приполярного Урала отличает их от западных предгорий Северного Урала (в узком понимании), где эти формы почти не наблюдались. Возможно, что они встречаются в области Ильчской депрессии у подножия Шука-Июль-Иза, с которого спускались ледники по хорошо сохранившимся троговым долинам. Но водораздельные пространства восточной части Ильчской депрессии не описывались. Только в ее юго-восточной части указываются Н. Н. Иорданским (1925 г.) вытянутые холмы, сложенные из валунных песков, по-видимому, озы.

Прекрасная сохранность аккумулятивного ледникового рельефа, спорадически встречающегося у подножия горных хребтов Полярного и Приполярного Урала, связана, конечно, с тем, что это морены более молодого горного оледенения.

Морены первого покровного оледенения с валунами западного происхождения несомненно были распространены в области западной увалистой полосы, но они подверглись размыву и сохранились главным образом в более глубоких впадинах доледникового рельефа (Панов,

1937). В бассейне рек Илыча, Печоры и Уньи В. А. Варсанюфьева (1928, 1929б, 1939, 1940) описывает остатки морены и скопления вымытых из нее валунов западного происхождения, выполняющие большую меридионально вытянутую впадину доледникового рельефа. Кроме того, остатки размытой морены первого оледенения с валунами западного происхождения развиты по окраине горной полосы.

Морены с валунами уральского происхождения, отложенные покровным ледником второго оледенения, и даже отдельные валуны, принесенные из Уральского центра, сравнительно редко встречаются в увалистой полосе. По-видимому, она не была областью аккумуляции моренного материала второго покровного оледенения, который в виде более мощных толщ накапливался по ее западной окраине в пределах Печорской равнины. На это указывают многочисленные обнажения морены первого постмаксимального оледенения, вскрытые в основании террас и коренных берегов по рекам Илычу, Печоре и их притокам вдоль западной окраины увалистой полосы.

Карстовые формы рельефа. Еще недавно высказывалось предположение о том, что в области Северного Урала карстовые процессы слабо выражены в связи с суровыми климатическими условиями, и карстовые формы не пользуются широким распространением. Но по существу до самого последнего времени вопрос о карсте был почти совершенно не освещен для всей части Урала, расположенной к северу от Камско-Печорского водораздела.

Первые сведения о существовании пещер на Северном Урале можно найти в статье Чеклецова (1832). В ней кратко упоминается о пещере на р. Унье. Эта же пещера была описана Э. Гофманом (1856), который нашел там кости медведя и отметил, что, по словам местных жителей, они крупнее, чем кости современных медведей. Но Гофман не придавал должного значения этому сообщению и не собрал эти кости.

Некоторые сведения о пещерах и поверхностных карстовых формах, развитых в долинах рек Уньи, Малой Печоры, Илыча и некоторых их притоков, можно найти в работах В. А. Варсанюфьевой (1929а, б). Имеются указания В. В. Маркина (1948 г.), А. В. Хабакова (1947 г.) и А. А. и Г. А. Черновых (1940а) о наличии карстовых воронок в бассейне притока р. Усы — р. Косью — в области Приполярного Урала и указания С. Г. Боча о воронках, наблюдавшихся им с самолета в северной части хребта Чернышева.

Этими краткими разрозненными сведениями исчерпываются все литературные данные по карсту западного склона Северного Урала, встречающиеся до 1958 г.

Материал по карсту восточного склона Северного Урала можно найти в работе Е. В. Ястребова (1952 г.). В 1955 г. Б. И. Гуслицером (1959а, б, в, 1960, 1962) начато было более детальное изучение карста западного склона Северного Урала. Им проведены исследования в бассейне р. Уньи и начато изучение бассейна р. Малой Печоры. Его исследования показали, что в этой обширной области распространения карбонатных палеозойских пород широко развиты как подземные, так и поверхностные карстовые формы, и может быть выделен как четвертичный, так и древний, дочетвертичный карст.

В пространственном размещении карстовых форм может быть отмечена определенная закономерность.

Провальные формы карстового рельефа встречаются главным образом на склонах водоразделов к коренным берегам речных долин, на склонах коренных берегов и высоких дочетвертичных эрозионных террас, причем наибольшее количество провалных воронок сосредото-

чено в верхней трети склона. Пещеры также приурочены к речным долинам. Они располагаются определенными этажами, соответствующими уровням речных террас. К последним очень четко привязаны входные отверстия пещер. В формировании и развитии их принимают

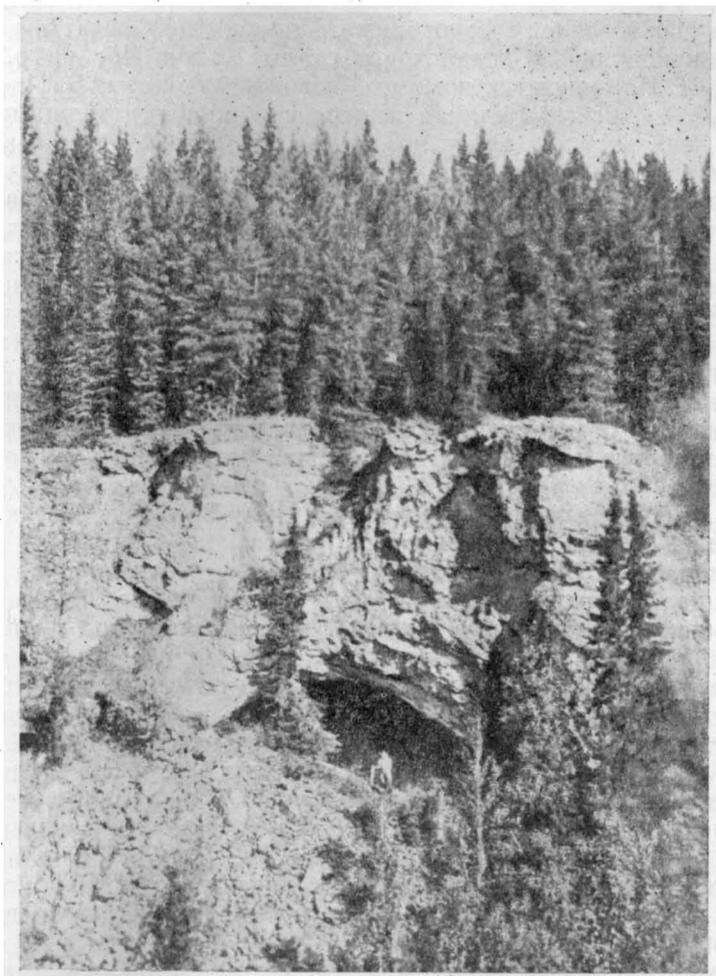


Рис. 122. Вход в «Медвежью пещеру» в логу Н. Н. Иорданского в уступе 9-ой террасы, сложенной из нижнедевонских известняков. Фото В. А. Варсанюфьевой

участие как подземные, так и речные воды. Удаленные от реки и выше поднимающиеся над ее уровнем части пещер разрабатываются только теми водами, которые проникают с поверхности в толщу карстующегося массива (атмосферные воды и поглощаемые поверхностные водотоки). В эти части пещер ведут поноры, расположенные на дне провальных воронок.

Ряд пещер начал формироваться в дочетвертичное время, на что указывают находки вымытых в них весьма характерных галечников дочетвертичного аллювия (Гуслицер, 1962). К наиболее значительным по размерам относятся упомянутая выше пещера на р. Унье (380 м), Медвежья пещера (рис. 122), в карстовом логу, у урочища Нижние Ключи, на р. Печоре (лог Н. Н. Иорданского), общая длина ходов

которой 480 м. В обеих пещерах Б. И. Гуслицером обнаружены были кости *Ursus spelaeus*, особенно обильные в Медвежьей пещере. Это самые северные находки костей пещерного медведя на земном шаре. В Уньинской пещере Б. И. Гуслицером обнаружены были при шурфовке остатки кремневых орудий, гончарных и металлических изделий, относящихся к эпохе раннежелезного века. Подобные же остатки встречены в пещере, находящейся недалеко от скалы Канин Нос на р. Печоре. В логу Н. Н. Иорданского, помимо Медвежьей пещеры, Б. И. Гуслицером открыта в 1958 г. Ледяная пещера с обильными толщами льда и налетами ледяных кристаллов и Туфовая пещера. Вход ее был плотно забит льдом и она до тех пор никем не была замечена.

Поверхностные карстовые формы представлены провальными воронками, котловинами и провальными логами. Преобладают воронки просасывания. Это формы закрытого карста, развивавшиеся, кроме того, под покровом ледниковых наносов. Развитием ледниковых отложений обусловлен ряд характерных особенностей карстовых форм Северного Урала, который должен быть выделен в особую карстовую подобласть.

В отношении гидрографии должны быть отмечены сухие долины, поглощающиеся речки и карстовые источники. Примером рек, теряющих значительную часть своей воды в понорах или целиком поглощающихся, могут служить притоки Илыча: Ляга-Вомын-Юр-ель, Мартин-Пасса-ель, Кос-ю, Кос-шор, приток Печоры — Верхняя Горевка и др.

Древние формы дочетвертичного карста еще очень мало изучены. С. Л. Бызовой (1953 г.) описана на р. Унье древняя воронка с сохранившейся на дне дочетвертичной корой выветривания; Б. А. Гуслицером указываются некоторые большие, погребенные под ледниковыми наносами воронки, которые, по-видимому, должны быть отнесены к древнему комплексу карстовых форм. Но этот комплекс требует специального изучения.

Исследования, проведенные в бассейне Верхней Печоры, показывают, что Северный Урал представляет очень интересную и богатую разнообразными формами карстовую область. Детальное изучение ее — одна из неотложных задач дальнейших геоморфологических исследований.

Отсутствие данных о карстовых явлениях для ряда районов объясняется не тем, что они слабо развиты, а тем, что они часто выпадали из поля зрения геологов.

Речная сеть. В связи с тем, что увалистая полоса, так же как и горный хребет Урала, перекрывались ледниковыми покровами, реки, пересекающие в настоящее время предгорья, образовались после отступления ледников. Однако в большинстве случаев они унаследовали долины доледниковых рек. Это мнение, высказанное В. А. Варсанюфьевой (1932, 1934а), Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935), А. В. Хабаковым (1938) и др., находит в настоящее время подтверждение в целом ряде фактов, частью уже рассмотренных в отделе, посвященном характеристике рек горной полосы. Истоки многих рек увалистой полосы (Унья, Печора, Подчерем, Шугор) и многих из притоков (Косью, Вангыр, Кожим, Лемва и др.) находятся в горной полосе. Значительная часть рек берет начало на болотистых водоразделах увалистой полосы. К числу их относятся Илыч с рядом своих притоков и многие притоки других рек.

В пределах увалистой полосы в речных долинах развиты два комплекса террас: высоких и низких. Высокие террасы могут быть сопоставлены с террасами, хорошо изученными в настоящее время в области Среднего и Южного Урала (Борисевич, 1945, 1948, 1954).

где установлен их третичный, а для наиболее высоких — предполагается мезозойский возраст. На высоких террасах р. Уньи Б. И. Гуслицером (1960—1962) обнаружены каолинизированные древние аллювиальные отложения с кварцевыми галечниками, совершенно сходные с подобными же отложениями высоких террас Среднего и Южного Урала.

Главные реки, пересекающие увалистую и берущие начало в горной полосе, протекают в поперечных консеквентных долинах и принимают субсеквентные притоки, текущие в продольных долинах. Однако значительные участки течения главных рек следуют направлению, соответствующему простиранию пород. В целом речная сеть увалистой полосы относится к «решетчатому» типу. В связи с наличием парм в пределах увалистой полосы левые и правые притоки продольных рек иногда неравномерно развиты.

Все продольные долины относятся к типу приспособившихся тектонических долин и обычно приурочены к простиранию полос более легко размываемых пород. Эта связь распределения продольных долин с литологией и через литологию с тектоникой очень ясно выступает в области западной увалистой полосы, Северного и Приполярного Урала. Ее резко подчеркивают Т. А. Добролюбова и Е. Д. Сошкина (1935). Вместе с тем они отмечают наблюдающуюся в некоторых случаях прямую связь с тектоническими трещинами и разломами, обусловившую местами резкое изменение в направлении течения поперечных рек.

Для долин поперечных рек характерно четковидное строение. Как правило, в области пересечения известняков они становятся узкими, каньонообразными и обрамлены живописными скалистыми обнажениями (рис. 123). В области пересечения сланцевых толщ, и в частности глинисто-песчаниковой толщи нижнего карбона, долины расширяются, склоны их становятся более пологими и часто зарастают лесом. При пересечении парм, сложенных кварцитоподобными песчаниками, долины также достаточно широки и обрамлены высокими, полого спускающимися к реке склонами. Обнажения имеют характер грандиозных осыпей — хаосов, только в верхней части увенчанных скалистыми выходами (рис. 124).

Русло реки в области прорыва через гряды часто загромождено глыбами камня и здесь образуются бурные пороги. Образование донного льда способствует перемещению глыб ниже по течению в периоды весенних паводков и ледохода. В связи с этим пороги, или «тулымы», образуются не только в самом месте пересечения кварцитовых гряд, но тянутся иногда на несколько километров ниже по реке. Это можно проследить на всех реках западного склона Урала.

В области Полярного Урала наблюдается уклонение от решетчатого типа речной сети. Здесь имеются «окаймляющие» реки, текущие по периферии увалистой полосы на границе ее с прилегающей низменностью.

Реки пересекают высокие пармы, а иногда и значительные передовые горные гряды, перегораживающие их поперечные долины. Это наблюдается очень часто и далеко не всегда может объясняться перехватами и отступанием верховьев быстрее эродирующих рек или погружением осей складок в месте прорыва. Однако «пропильвание» высоких парм широтно текущими реками — широко региональное явление, наблюдающееся по всему западному склону Урала. В связи с этим невольно возникает вопрос о том, не унаследованы ли современные речные долины от очень древней речной сети, развивавшейся в иных условиях рельефа и нельзя ли назвать их antecedentными? Это предположение в осторожной форме было высказано В. А. Варсанофьевой



Рис. 123. Скалы известняков на берегу р. Большой Шайтановки. Фото В. А. Варсанюфьевой

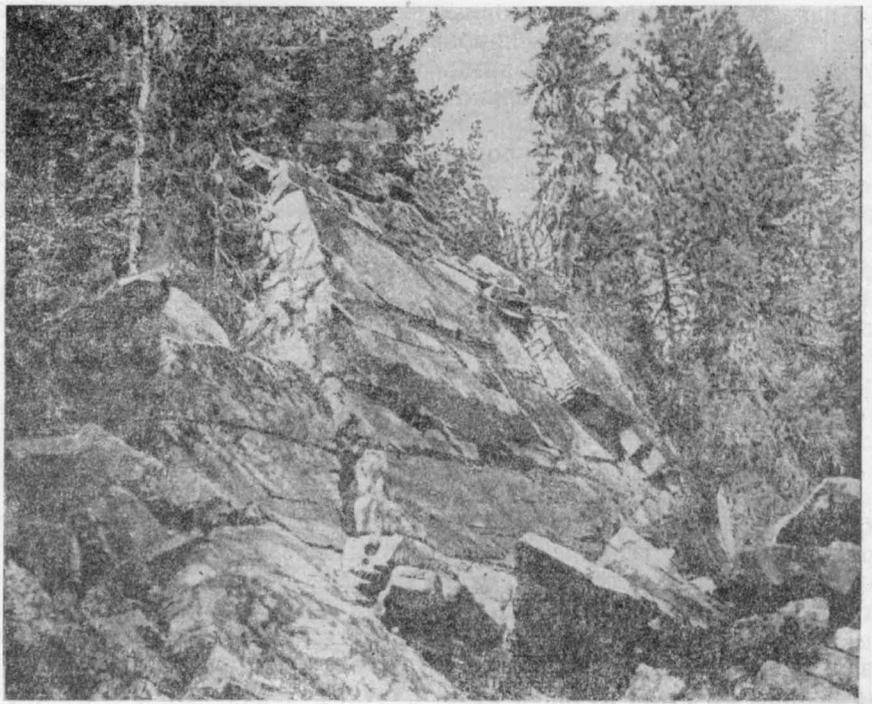


Рис. 124. Скалы кварцитов, венчающие осыпи на склоне Пуштады кереса на р. Ильче. Фото В. А. Варсанюфьевой

(1940, 1944) для рек бассейна Верхней Печоры и западного склона Среднего Урала. В настоящее время представление о древности речных долин Урала получает серьезное подтверждение в работах Д. В. Борисевича (1945 г., 1952 г., 1954), специально изучавшего строение долин Среднего и Южного Урала, и в работах К. Г. Войновского-Кригера (1953 г.) в пределах увалистой полосы Полярного Урала.

Наиболее точным методом определения возраста речных долин является изучение их террас, свидетельствующих вместе с тем и о колебаниях базиса эрозии, происходивших за время развития речной сети. Террасы нижнего комплекса подробно описаны для бассейна рек Илыча и Малой Печоры (Варсанюфьева, 1932, 1934а, 1939; Чернов, 1940,

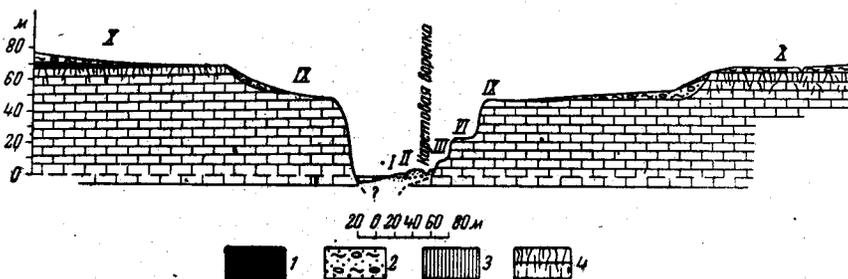


Рис. 125. Террасы р. Уньи у обнажений 63 и 64 (схема Б. И. Гуслицера)
1 — дочетвертичный аллювий; 2 — морена; 3 — делювий; 4 — трещиноватый выветрелый известняк; I—X — террасы

1944а). Здесь отмечено пять террас, считая пойму. Три верхние террасы представляют большей частью эрозионные уступы, прослеживающиеся в виде береговых скал определенных уровней. Высота самого верхнего из них для Печоры и Илыча от 18—20 до 25—28 м. Следующий уступ имеет высоту от 10 до 16 м, а наиболее низкий от 6—7 до 11 м. В местах более значительного расширения долин эти террасы сложены ледниковыми отложениями и покрыты в верхней части слоем аллювия.

Кроме указанных террас, всегда ясно выражена более низкая первая надпойменная аккумулятивная терраса, или высокая пойма, в которой Г. А. Чернов различает две ступени.

Высота перечисленных террас, как правило, убывает вверх по рекам. Они, по-видимому, формировались после второго, условно московского оледенения, так как в области Печорской равнины три верхние террасы имеют цоколь из пермских или ледниковых отложений: морены, озерных глин или флювиогляциальных песков.

Описанные террасы образуют нижний комплекс, от которого надо отличать более высокие и древние эрозионные террасы верхнего комплекса.

Высокие скалы, окаймляющие долины рек, описывались первоначально как коренные берега. Однако дальнейшие наблюдения, сравнения с высокими эрозионными террасами рек восточной увалистой полосы, прекрасно развитыми на Большой Сосье и на Лозье, и с высокими террасами, детально описанными в настоящее время для Колвы, Вишеры, Чусовой и Белой, заставляют признать, что эти эрозионные уступы представляют древние дочетвертичные террасы, прослеживающиеся на нескольких уровнях. В бассейне Верхней Печоры можно выделить уровни в 25—30 м, в 40—45 м, в 50—55 м и уровень наиболее высоких скал, достигающих 60—70 м высоты над уровнем воды. На р. Унье на этом высоком уровне и были найдены кварцевые галечники древнего аллювия, покрытые корой выветривания (рис. 125).

Наличие высоких террас указывает на дочетвертичные поднятия увалистой полосы. Эти поднятия определили то превышение среднего уровня увалистой полосы над уровнем Печорской равнины, которое наблюдается в настоящее время. Задача дальнейших исследований — поиск аллювиальных отложений на уступах высоких террас и коры выветривания на водоразделах, что даст возможность более точно определить возраст речных долин и основные этапы их развития.

О древности речных долин может свидетельствовать и большая ширина долин меридиональных притоков и ручьев, не соответствующая ничтожной мощности текущих в них современных водотоков. Современная речная сеть использовала, по-видимому, более древнюю, закладываемую в условиях большего количества осадков.

Помимо террас, о молодых поднятиях говорит характер течения рек, берущих начало на водораздельных равнинах, и строение долин боковых притоков. Большинство этих притоков висячие, так как в устьях их встречаются бурные пороги. Быстрое порожистое нижнее течение проходит в узкой каньонообразной долине, обрамленной отвесными скалами. Абсолютная высота дна долины быстро повышается, коренные берега и выступающие в них скалы соответственно понижаются, и, наконец, на поверхности приподнятых водораздельных равнин верхнее течение реки становится извилистым и спокойным.

Та же картина при более растянутом горизонтальном масштабе повторяется и для всех больших рек, истоки которых находятся в пределах увалистой полосы, как, например, истоки р. Илыча. Поднятие увалистой полосы над уровнем Печорской равнины вызвало оживление эрозии прежде всего на границе между этими двумя областями, где образовался как бы некоторый уступ. Быстрины и пороги, возникшие в этой части течения, регрессивно отступали, и реки врезались в приподнятое плато, образуя современные каньонообразные долины, окаймленные живописными скалами. Крупные реки углублялись быстрее, в связи с чем их боковые притоки становились висячими и приобретали описанный выше характер.

Профиль падения рек увалистой полосы еще не выработан, в связи с чем в них наблюдается чередование быстрых порогов с тихими плесами и «ямами». Все эти особенности, так же как наличие врезанных меандр, не оставляют сомнения в том, что довольно значительные поднятия увалистой полосы относительно общего базиса эрозии (не менее 100 м) произошли сравнительно недавно.

Указанные особенности рек были описаны В. А. Варсанюфьевой (1932, 1940, 1948). Но еще ранее их отметил известный лесовод С. Г. Нат (1915).

Естественно, возникает вопрос о возрасте поднятий, определивших указанные особенности современной работы рек. В области Среднего Приуралья (Уфимское плато) поднятия приблизительно той же амплитуды происходили в плиоцене и обусловили изменения в строении речных долин, весьма сходные с вышеописанными. Если мы примем для Северного Урала тот же возраст основных поднятий увалистой полосы и образования высоких эрозионных уступов речных террас, придется допустить, что цикл эрозии, начавшийся после этого поднятия, прерывался оледенением и продолжался после ледниковой эпохи. Оледенение носило покровный характер и не изменило существенно образом форм доледниковой рельефа. Поэтому послеледниковая эрозионная работа рек представляет как бы продолжение доледниковой. Это позволяет предполагать доледниковый, возможно плиоценовый, возраст поднятия.

Таким образом, современные речные долины унаследованы от доледниковых, а основные закономерности современной речной эрозии определяются в значительной степени доледниковыми эпигерогеническими поднятиями. Позднечетвертичные поднятия незначительны и отмечены нижним комплексом невысоких террас.

Эрозионная работа современных крупных рек увалистой полосы сосредоточена в их нижнем и среднем течении и направлена на углубление русел. Наличием унаследованных врезанных меандр определяется и боковая эрозия с подмывом высоких террас. Коренные берега (?) высотой более 100 м подмываются очень редко. В области истоков, находящихся среди обширных водораздельных болот, эрозионных процессов не происходит.

Молодые эрозионные рытвины возникают на склонах парм, с которых стекают ручьи и где возникает система деллей. На больших горных грядах восточной части увалистой полосы образуются горные речки обычного горного типа. Эти гряды по существу представляют передовые хребты горной полосы и могут быть отнесены к ней по типу развитых в них ландшафтов и по характеру денудационных процессов, происходящих на их вершинах и склонах.

В области парм и выровненных плато, кроме работы рек и ручьев, можно отметить процессы выветривания, протекающие в пределах немногочисленных гольцов на вершине парм и в обнаженных участках у берегов рек. Геоморфологии береговых обнажений рек на примере рек Северного Урала посвящена специальная статья В. А. Варсанюфьевой (1948). Большой материал по геоморфологии речных обнажений бассейна р. Лемвы можно найти в работе К. Г. Войновского-Кригера (1953 г.): В увалистой полосе происходят и процессы перемещения продуктов выветривания. Для области Северного и Приполярного Урала, покрытой тайгой, они имеют характер закрытых массовых движений обломочного материала. В области Полярного Урала большую роль играют процессы солифлюкции. Здесь возникают мелкие формы рельефа, обусловленные наличием вечной мерзлоты, в частности торфяные бугры, описанные С. Г. Бочем, и др.

Зарастающие осыпи кварцитовых глыб на склонах парм представляют главным образом реликты перигляциального выветривания.

Основная задача дальнейшего изучения геоморфологии увалистой полосы — в первую очередь более подробное исследование и описание речных долин и их террас. Только тщательное сопоставление террас и всестороннее изучение покрывающих рыхлых отложений даст возможность определить их возраст, выяснить условия и время прорыва парм и восстановить историю гидрографической сети.

Необходимо также и изучение карста, который для большей части увалистой полосы совершенно не исследован. В этом отношении ценный материал даст аэрофотосъемка, но она должна сопровождаться наземными наблюдениями.

Пай-Хой

Под названием Пай-Хой понимается обычно весь Югорский полуостров до границы его с Полярным Уралом.

Собственно хребет Пай-Хой представляет невысокую сильно выровненную складчатую область, поднимающуюся в среднем на 200—300 м над уровнем моря. Более значительные высоты (до 400 м над уровнем моря) находятся в западной части Пай-Хоя, тогда как юго-восточная его половина имеет характер слабохолмистой равнины, образующей как бы плоское подножие горных хребтов Полярного Урала.

Вдоль северо-восточной окраины Пай-Хоя проходит узкая полоса низменной приморской равнины, представляющая морскую абразионную террасу шириной 3—5 км. Коренная возвышенность Пай-Хоя к востоку от Карской губы довольно резко обрывается к этой прибрежной морской террасовой равнине, образуя уступ, расположенный на высоте 40—50 м над уровнем террасы. Этот уступ прослеживается к востоку по всему побережью Байдарацкой губы до Константинова Камня и далее.

Юго-западная граница Пай-Хоя совпадает приблизительно с границей выходов палеозойских пород, погружающихся в Большеземельской тундре под четвертичные наносы.

Нивелировка Пай-Хоя и превращение его в мелкосопочную область произошли еще в доледниковое время. В эпоху максимального развития первого оледенения Печорского края этот кряж был перекрыт сплошным ледниковым покровом.

В период бореальной трансгрессии Пай-Хой был залит водами моря. Морская абразия и перекрытие абразированной поверхности морскими осадками способствовали дополнительной нивелировке страны. Только высшие точки поднимались, вероятно, в виде островков из-под уровня вод.

Впервые залегание морских осадков с *Cyprina islandica* L. на высоте до 200 м в области Югорского полуострова было отмечено в 1931 г. Ю. А. Ливеровским. Позднейшими исследованиями было подтверждено широкое распространение морских песков и глин на водораздельных пространствах Северо-Западного Пай-Хоя.

Покров второго оледенения также распространялся по всему Пай-Хою, хотя, по-видимому, был менее мощным.

Таким образом, доледниковая денудация, деятельность первого ледникового покрова, абразия бореального моря и повторная деятельность ледников принимали последовательно участие в образовании рельефа Пай-Хоя.

В поздне- и послеледниковое время Пай-Хой претерпел значительное поднятие. В связи с этим оживились процессы эрозии, и в настоящее время происходит дальнейшее расчленение хребта.

Современный рельеф наиболее высокой западной половины в значительной степени определяется петрографическим характером пород. Все возвышенности района приурочены к областям развития габбро-диабазов, кварцитов и других устойчивых палеозойских пород, простирание которых по большей части определяет и простирание самих возвышенностей, как это было отмечено еще Э. Гофманом. Наоборот, в местах развития известняков отдельные ясно выраженные сопки исчезают, появляются пологие холмы, прикрытые четвертичными наносами, и вся местность приобретает более равнинный характер.

Склоны высоких холмов и сопки пологи и покрыты значительными осыпями. Постепенное разрушение и понижение продолжают для отдельных вершин, возвышающихся над общим уровнем пенеплена; последний представляет местный базис денудации для этих останцов.

Рельеф описанного типа наблюдается в осевой части антиклинория Пай-Хоя, особенно к югу от р. Сопча, где он охарактеризован П. С. Вороновым (1951). В. И. Устрицкий (1951 г.) отмечает, что для этой зоны рельефа типично наличие параллельных гряд (до 200 м абсолютной высоты), вытянутых с юго-востока на северо-запад и сложенных коренными породами. Покров четвертичных отложений на этих грядах отсутствует. Благодаря новейшему поднятию выровненного пьедестала Пай-Хоя над уровнем моря долины современных рек глубоко врезаются в него.

Гряды, достигающие более 350 м абсолютной высоты и сложенные среднедевонскими кварцитовидными песчаниками, описаны В. И. Устрицким (1951 г.) в центральной части Пай-Хоя.

В Центральном Пай-Хое ясно выражено зональное геоморфологическое расчленение. В. И. Устрицкий выделяет в исследованном им районе: 1) гряды песчаников, 2) пологохолмистую равнину, расположенную между ними и покрытую мощными отложениями бореальной трансгрессии, 3) равнину северной части района, сложенную мощными толщами флювиогляциальных отложений второго (зырянского, по терминологии автора) оледенения, 4) полого опускающийся к югу пенеппен, одетый тонким покровом межледниковых морских и флювиогляциальных отложений.

В области пологохолмистой равнины, занимающей депрессию между кварцитовыми грядами, среди мягко очерченных холмов, сложенных морскими глинами с прослоями песков, выступают грядки, сложенные пластовыми интрузиями диабазов и протягивающиеся согласно с общим простиранением пород. Они похожи на миниатюрные куэсты с пологим склоном, обращенным в сторону падения пластовой интрузии и крутым, почти отвесным противоположным склоном, образующим уступы до 10—12 м высоты.

Характерны долины рек и ручьев, берущих начало в этой зоне. Они представляют пологие ложбины, в которых наблюдается постепенный переход от поймы реки к склону долины и от склона долины к водораздельным возвышенностям. Там, где ручьи и речки прорезают полосы диабазов, образуются водопады.

Расположенная севернее область, покрытая флювиогляциальными отложениями последнего оледенения, представляет совершенно плоскую равнину, в пределах которой абсолютные отметки достигают 200—220 м, а относительные превышения рельефа не более 20 м. Равнина заболочена, и на поверхности ее много мелких озер. В. И. Устрицкий отмечает еще наличие пологих ложбин, являющихся, по-видимому, ложбинами стока флювиогляциальных вод.

Холмистая равнина южного склона характеризуется неглубоким залеганием коренных пород, оказывающих влияние на рельеф. В северо-восточной части центрального района Пай-Хоя выделяется несколько гряд, сложенных коренными породами. В остальной части района водоразделы покрыты четвертичными отложениями и коренные породы вскрыты только в речных долинах, что существенно влияет на морфологию последних. На водоразделах встречаются медальонные тундры.

В центральной части Пай-Хоя рельеф до известной степени сходен с рельефом увалистой полосы. Отличие заключается в несколько большем развитии четвертичных отложений, образующих местами достаточно мощный покров, и в более значительной общей сглаженности.

Северо-восточная часть Пай-Хоя особенно выровнена. На водоразделах, покрытых четвертичными отложениями, ландшафт болотистой тундры, на фоне которого кое-где поднимаются до высоты нескольких метров каменистые бугры и россыпи. Это, по-видимому, наиболее сглаженная часть всего Пай-Хоя.

Восточнее, ближе к Уральскому хребту рельеф водораздельных пространств становится более крупнохолмистым, с одной стороны, за счет появления останцовых коренных возвышенностей, высота которых увеличивается по мере приближения к Полярному Уралу, с другой — за счет появления аккумулятивных форм ледникового рельефа. А. В. Хабков (1945) описывает здесь озерно-холмистый ландшафт, связанный с краем морен последнего полярноуральского оледенения.

За пределами области конечноморенного ландшафта среди тундр водораздельной почти равнины встречаются одиночные холмы-останцы, сложенные хорошо окатанными галечниками и песками с валунами. Высота их обычно не более 15—20 м, но по направлению к юго-востоку она возрастает. Здесь встречаются останцы четвертичных отложений, не уступающие по высоте останцам коренных пород. Такие галечно-песчаные холмы как бы насажены на равнинный цоколь водораздельной тундры.

В области Северо-Восточного Пай-Хоя сохранились и наиболее яркие следы оледенения.

В. И. Устрицкий и Е. Я. Радин (1950 г.) выделяют в районе низовьев р. Кары три зоны в зависимости от характера и сохранности аккумулятивных форм ледникового рельефа.

Первая выделенная ими зона, или зона конечных морен, расположена к юго-востоку от оз. Кык-Ты. Ее ширина колеблется от 3 до 10 км. Она в целом возвышается над окружающей местностью на 40—50 м, но высота холмов не превышает обычно 10—15 м. По описанию Устрицкого, это скорее область моренного ландшафта, так как здесь нет правильных гряд, а наблюдается хаотическое нагромождение моренных холмов, во впадинах между которыми расположено большое количество мелких озер круглых очертаний.

Вторая зона, или зона эрозионного ледникового рельефа, расположена к юго-западу и востоку от оз. Кык-Ты. Она характеризуется развитием параллельных долин шириной от 0,5 до 3 км при глубине 60 м. В них часто располагаются крупные озера или цепочки мелких озер. Водоразделы по большей части совершенно лишены покрова четвертичных отложений. На них местами выступают небольшие грядки известняков и сланцев. Осыпи этих пород покрывают склоны, и только в редких случаях на водоразделах встречаются небольшие холмики или группы мелких холмов, сложенных флювиогляциальными отложениями.

Третья обширная область зандровых песков занимает большую часть района, описанного В. И. Устрицким в Северо-Восточном Пай-Хое. Водораздельные пространства здесь совершенно плоски, заболочены, на них разбросано большое количество крупных и мелких озер. Иногда встречаются озы и камы, а также диабазовые скалы, превращенные в бараньи лбы, форма которых свидетельствует о движении льдов с юго-востока на северо-запад, т. е. из области уральского центра. Имеются также и скалистые выходы, не несущие следов обработки льдом. Они образуют гряды, возвышающиеся над поверхностью водораздельных тундр на 30—40 м. Эти гряды всегда сложены диабазами.

Наиболее распространенным элементом мезорельефа являются камы, встречающиеся в пределах всего района. Их количество и величина заметно возрастают с северо-запада на юго-восток, что опять-таки указывает на связь с ледниками уральского центра, двигавшимися с юго-востока к северо-западу.

В центральной и западной частях Югорского полуострова следы ледникового рельефа менее ярко выражены и встречаются реже. В. И. Устрицкий указывает на развитие озов в поймах рек в области холмистой равнины южного склона Центрального Пай-Хоя. Наличие их в речных долинах ясно говорит о том, что эти долины уже существовали до последнего оледенения Пай-Хоя. Озы и камы описаны также в области междуречья рек Сопчи и Саа-яха. Камы встречаются в этом районе несколько чаще.

Характерный элемент ландшафта Пай-Хоя представляют озера. Водораздельные озера особенно типичны для зоны конечноморенного

ландшафта у юго-восточной окраины Пай-Хоя. Но они встречаются и в области Западного Пай-Хоя, где количество их очень велико (Дементьев, 1935; Г. А. Чернов, 1936а; Коперина, 1936). Кроме озер, связанных с холмистым моренным ландшафтом, есть старицы, образовавшиеся вследствие вытаивания мерзлотного слоя на водоразделах. Некоторые группы озер располагаются длинными цепочками вдоль контакта различных по литологическому составу толщ. В особую генетическую группу А. В. Хабаков выделяет несколько крупных озер, подобных оз. Большой Осовой, котловина которого, по-видимому, имеет тектоническое происхождение и была выработана оледенением.

Особую геоморфологическую зону Югорского полуострова представляет морская прибрежная равнина, окаймляющая его северо-восточное побережье. Она отграничивается от пьедестала Пай-Хоя хорошо выраженным в рельефе уступом, который представляет древнюю береговую линию.

Рельеф приморской равнины характеризуется совершенно плоскими, заболоченными водоразделами и широкими речными долинами, в которых накапливается аллювий. Абсолютная высота водоразделов колеблется от 40 до 60 м. В. И. Устрицкий (1951 г.) указывает на широкое развитие тетрагональных грунтов в области заболоченных равнин вблизи долин малых ручейков. На более сухих участках развиты полигональные грунты и эоловые котловины выдувания. В поймах рек и на озерных террасах встречаются гидролакколиты.

В районе побережья, расположенного к востоку от Карской губы, А. М. Иванова и Б. Я. Осадчев в 1951 г. отмечали на равнине обилие небольших озер, составляющих местами до 50—60% всей площади. Они считают их реликтами отступившего моря, покрывавшего в последлениковое время всю прибрежную зону. На отступление моря указывают прибрежные морские террасы, описанные для приморской равнины Карского побережья А. В. Хабаковым (1946), а для западного побережья Байдарацкой губы — Б. Я. Осадчевым (1951б). Б. Я. Осадчев отмечает здесь развитие трех террас. Первая непосредственно примыкает к морю и характеризуется как область развития приморских озер и болот (маршей). Ширина ее от 1,5 до 7 км; высота — от 0 до 4,5 м. Поверхность идеально ровная, наклон в сторону моря на глаз неуловим. Со стороны суши терраса ограничена уступом высотой 5—7 м. Вся ее площадь покрыта болотами и озерами с извилистыми очертаниями берегов. Большинство озер соединяется ручьями. Эти ручьи, как и реки, текут в глубоких каналах, до краев наполненных водой. Эти реки-каналы продолжаютя и под уровнем моря. Они прорезают толщу морских илов, слагающих первую террасу и достигающих 3—6 м мощности. Б. Я. Осадчев считает проточные области маршей и соединяющие их каналы отмершими реликтами речной сети, подвергшейся перераспределению. Озера с солоноватой водой рассматриваются им как реликтовые морские озера.

Вторая терраса местами ограничивает первую со стороны суши, местами непосредственно примыкает к морю. По своему генезису она скульптурно аккумулятивная. Ширина ее варьирует от 5 до 11 м, высота 20—40 м над уровнем моря. Поверхность имеет наклон в сторону моря, но отграничена от моря, или от первой террасы, уступом в 20—40 м. Она почти нацело сложена морскими последлениковыми галечниками, мощность которых достигает 40—50 м. Палеозойские породы слагают только очень незначительную ее часть. Рельеф ее — плосковолнистый, местами сильно расчлененный долинами рек и ручьев. На этой террасе встречается тоже много озер, частью крупных. Обра-

зование их Б. Я. Осадчев также предположительно связывает с перераспределением речной сети.

Третья морская терраса ограничивает вторую на всем протяжении со стороны материка, отделяясь от нее уступом в 20—40 м высотой. Эта терраса — скульптурная, сложенная почти исключительно палеозойскими породами. Поверхность ее холмистая с абразионно-эрозионным рельефом. Высота над уровнем моря 60—100 м. Речная сеть глубоко врезана в палеозойские породы. Долины представляют каньоны до 100 м глубиной. На поверхности этой террасы отмечаются отдельные пятна галечных, песчаных и песчано-глинистых отложений, главным образом моренно-флювиогляциальных. В этих участках развит моренный ландшафт со множеством мелких озер. Б. Я. Осадчев указывает близ устья р. Нундермы почти меридиональную троговую долину.

Третья терраса отделяется ступенью в 30, 50 и 80 м высотой от более возвышенной площади материка, характеризующейся скульптурно-тектоническим, плоскохолмистым рельефом. Есть и формы ледникового рельефа: участки озерно-холмистого ландшафта, троговые долины меридионального направления. В эту плоскохолмистую равнину глубоко врезаны каньоны и ущелья рек. Ширина каньонов до 500—800 м при глубине до 100 м. Наивысшие отметки этой площади 370,5 м при общем наклоне ее к морю. Большая часть ее заболочена. Меньшие участки покрыты элювием. Выходы коренных пород наблюдаются почти исключительно по долинам рек.

В речных долинах выделяются три террасы, сопряженные по высоте с морскими. Пойменная терраса аккумулятивная, она сложена аллювием и поднимается на 2—2,5 м над меженным уровнем реки. Первая надпойменная — скульптурная. Высота ее 5—7 м. Вторая надпойменная — тоже скульптурная 12—15 м высотой.

Многие реки в верховьях, уже за пределами описанной равнины, текут в широких троговых долинах. В среднем течении они врезаются в эрозионные ущелья и каньоны, в нижнем же течении, в области маршей, врезаны ниже современного уровня моря. Это ясно говорит о том, что эти долины формировались в своих низовьях при более низком положении базиса эрозии, чем современный. Такое предположение подтверждается тем, что на дне Байдарацкой губы прослеживается подводное продолжение этих рек.

Большинство рек Пай-Хоя имеет истоки в центральной части хребта. Они текут сначала по сильно сnivelированной возвышенной поверхности, покрытой песчано-глинистыми четвертичными отложениями. В верхней части своего течения они имеют неглубокие долины с мягкими склонами, вырытые в песчано-глинистых отложениях.

В. И. Устрицкий указывает на слабое развитие террас в речных долинах Центрального Пай-Хоя. В ряде случаев они несомненно отсутствуют. Там, где наличие террас установлено, они представлены только пойменной террасой высотой 2—4 м, первой надпойменной — до 8 м высотой. Аллювий на последней встречается крайне редко и обычно представлен крупным галечником.

В средней части рек течение становится особенно быстрым. Они врезаются в виде каньонов с отвесными стенами в палеозойские породы выровненного пьедестала Пай-Хоя и часто с обеих сторон непосредственно обрамлены обрывами в 40 и 60 м высоты, так что отложения аллювия в них не происходит. Здесь характерно чередование порогов, водопадов, перекатов с более спокойными плесами, а также наличие врезанных меандр, которые свидетельствуют о недавних поднятиях.

Наконец, в нижнем течении, при выходе из пределов цоколя, реки текут в песчано-глинистых отложениях позднеледниковой трансгрессии; долины их снова расширяются; склоны приобретают пологие очертания; течение становится спокойным и медленным; появляется широкая пойма; коренные обнажения отсутствуют или очень редки. В этой части рек могут быть встречены пороги, обусловленные скоплением валунов. В нижнем течении на склонах долин ясно выступают террасы, которые отсутствуют в каньонообразных участках.

Г. А. Чернов (1944а) различает у пай-хойских рек четыре террасы, считая пойму. Первая — аккумулятивная, имеет две ступени 1,5—3,5 и 4,5 м высотой. Вторая также аккумулятивная, имеет ступени в 1,5; 3,5 и 4,5 м высотой. Третья эрозионная и эрозионно-аккумулятивная высотой от 13 до 15 м и самая высокая четвертая эрозионная высотой 20—22 м. Эти террасы хорошо развиты в участках речных долин, которые пересекают область развития четвертичных отложений. Кроме того, на коренных берегах речных долин всегда хорошо выражены структурные террасы на границе четвертичных отложений с подстилающими их палеозойскими породами. Возникновение этого уступа обусловлено различной сопротивляемостью пород размыву.

Имеются как поперечные, так и продольные долины.

Для центральной части Пай-Хоя В. И. Устрицкий указывает частые перехваты верховьев.

Для более выровненной северо-восточной части Пай-Хоя и Карского побережья А. В. Хабаков (1946) отмечает отсутствие связи между ориентировкой речных русел и структурой палеозойского фундамента или границами его литологических комплексов. Это подтверждают В. И. Устрицкий и Е. Я. Радин (1950 г.).

Современная речная сеть первоначально была заложена здесь на сильно выровненной поверхности страны, впоследствии приподнятой. Об этом свидетельствует сложная ветвистость сети речных долин, а также спокойный характер верхнего течения рек там, где современные русла поднимаются на уровень более старых широко разработанных долин.

Поскольку водоразделы были сильно сглажены и сформированы в существующем теперь виде в четвертичное время, широковетвистая речная сеть, не согласованная со структурой палеозойского фундамента, должна иметь, по мнению А. В. Хабакова, очень молодой позднечетвертичный возраст. Такой же возраст имеет она и в западной части Пай-Хоя, но там доледниковый рельеф был не настолько сглажен и потому древние эрозионные впадины и выступающие на значительных пространствах палеозойские породы должны оказывать определенное влияние на распределение речной сети, частью использовавшей доледниковые долины.

В той части Северо-Восточного Пай-Хоя, которая примыкает к долине р. Кары, В. И. Устрицкий и Е. Я. Радин тоже указывают на отсутствие какой-либо закономерности в распределении гидросети. Даже крупные реки не обнаруживают ориентировки течения в зависимости от структур палеозойских пород. Только р. Кара в среднем течении на значительном протяжении строго следует простиранию коренных пород. Очень интересны наблюдения этих исследователей, бесспорно доказывающие мезозойский возраст долины р. Кары в ее нижнем течении. Они наблюдали залегание меловых туфобрекчий в низовьях современной долины р. Кары с прислонением к ее борту.

На всех реках хорошо выделяются две системы каньонов, из которых одна приурочена к нижнему течению, а другая к верхнему. Каньоны разделены участками широких, хорошо разработанных долин с системой террас.

В долинах рек Карского побережья В. И. Устрицкий и Е. Я. Радин описывают следующие террасы. Самая высокая терраса, поднимающаяся на 40 м над меженным уровнем реки, ясно выражена лишь на р. Каре. Ее цоколь сложен палеозойскими породами, реже рыхлыми отложениями бореальной трансгрессии или мореной первого оледенения. Аллювиальные отложения мощностью до 3—4 м сложены песками с прослоями крупного галечника.

Следующая терраса в 20 м высотой встречается достаточно часто и прослеживается в каньонообразных участках как ясно выраженный уступ коренных пород. Аллювий не обнаружен на этой чисто эрозионной террасе.

Третья сверху терраса также чисто эрозионная, вырезанная в палеозойских породах. Она прослеживается в виде небольших уступов в бортах долины и не покрыта аллювием.

Эти три эрозионные террасы составляют верхний комплекс. Комплекс нижних террас прослеживается только в расширенных участках долин и представлен аккумулятивными образованиями, сложенными аллювием.

Надпойменная терраса имеет две ступени — в 8 и 6 м. Пойменная терраса также представлена двумя ступенями: верхней — в 4,3 м и нижней — в 2 м высотой. Речные террасы вполне увязываются с сопредельными уровнями морских террас.

Строение водоразделов и речных долин очень ясно рисует нам последние этапы формирования рельефа Пай-Хоя. Широкое распространение морских четвертичных отложений на водоразделах говорит о том, что Югорский полуостров был покрыт водами бореальной трансгрессии, по-видимому, до подножия хребтов Полярного Урала, и лишь отдельные его возвышенности поднимались над уровнем вод в виде небольших островков. За этим погружением, амплитуда которого была более 150 м, началось поднятие. На Восточном Пай-Хое А. В. Хабаков и В. И. Устрицкий отмечают два цикла эрозии, свидетельствующие о чередовании поднятия с остановкой и, по-видимому, с некоторым опусканием. На это указывают и морские отложения прибрежной зоны. Сеть речных долин, врезанная в эту прибрежную зону и прослеживающаяся на дне Байдарацкой и Карской губ, образовалась в связи с тем, что после этого опускания произошло воздымание, и область была поднята над уровнем моря выше, чем в настоящее время. В современную эпоху снова происходит некоторое опускание, с которым и связано затопление низовий рек. Оно пока сказывается на работе рек только в зоне прибрежной морской равнины. Развитие современной гидросети началось после отступления второго ледникового покрова, причем в Восточном Пай-Хое только долина Кары унаследована от более древнего мезозойского времени, а в области Центрального и Западного Пай-Хоя долины крупных рек заложены, по-видимому, на основе доледниковой гидрографической сети.

Некоторые черты геоморфологии области Урало-Пай-Хойского стыка. Область орографической границы между Уралом и Пай-Хоем можно считать равнинную полосу шириной 20—25 км, по которой протекает р. Кара. Она ограничена с востока Уральскими горами, а с запада хребтами Изья-Мусюр, Кара-Берд-Мусюр, Сизим-Юра, Большой Едуней. Эти хребты простираются параллельно Уралу, на севере понижаются и переходят в увалы Юго-Восточного Пай-Хоя.

Геоморфология района была описана Б. Я. Осадчевым и А. М. Ивановой (1951 г.), которые выделяют здесь Прикарскую флювиогляциальную низину. В настоящее время большая часть ее представляет заболоченную область с многочисленными озерами.

На Большом Едунее установлено существование самостоятельного центра последнего оледенения. По-видимому, с горных хребтов, окаймляющих долину, по которой течет р. Кара, с обеих сторон спускались ледники и стекали ледниковые воды, выполнившие долину флювиогляциальными отложениями.

Геоморфология области, расположенной к западу от долины р. Кары и служащей водоразделом между реками Карой и Силовой, была исследована Н. В. Шмелевым в 1942 г. Гряда Пембой образует водораздел рек Силовой и Хальмер-ю и тянется на 30 км в меридиональном направлении. Высота ее в центральной части 370—380 м, а самая высокая вершина (собственно гора Пембой) поднимается на 480 м над уровнем Баренцева моря. Гряда здесь сужена и ширина ее всего 8 км. К югу она расширяется и достигает 15 км.

Пембой сложен верхнепермскими конгломератами, песчаниками и алевролитами. Песчаники и конгломераты выступают на поверхности гряды в виде вытянутых по простиранию гребешков и грядок или останцов и высыпок гальки. Таких грядок больше на крутом восточном склоне. Западный склон пологий. Эта асимметрия объясняется моноклинальным падением пластов к западу. Пембой представляет часть восточного крыла Хальмерюской синклинальной структуры и в целом имеет характер куэсты. Он выступает в рельефе в связи с большей прочностью слагающих его пород. В свою очередь различной прочностью пластов, слагающих гряду Пембоя, обусловлен его мезорельеф и чередование грядок с разделяющими их ложбинками. Особенно рельефно выступают конгломераты. Господствующая вершина гряды — гора Пембой — целиком сложена из конгломератов и отличается от других сопок особенно резкой асимметрией склонов. В конгломератах прослеживается система взаимно перпендикулярных тектонических трещин, по которой они распадаются на отдельные столбы и башни, принимающие при дальнейшем выветривании причудливые очертания.

Гряда поднимается над совершенной равниной и видна за многие десятки километров. Вершинная ее часть окутана туманом, и даже в ясные дни над нею можно часто видеть небольшое облако. Это гармонирует с ее названием, означающим на языке ненцев «Дышащая гора».

В морфологии Пембоя особенно ясно выступает связь рельефа с тектоникой через литологию. Связь с тектоникой и прямая связь мезорельефа с тектоническими трещинами сказывается и в общей конфигурации, и в простирании гряды, и в деталях ее скульптуры. Сужение гряды к северу объясняется увеличением угла падения пластов, а расширение к югу обусловлено его выполаживанием.

В гряде Пембой сочетаются уральское и пай-хойское простирание, так как наблюдается поворот пластов к северо-западу. Это последняя передовая гряда, за которой по направлению к западу простирается обширная пониженная равнина с абсолютными отметками 150—160 м, с огромным количеством озер и заболоченных участков. Она примыкает к долинам рек Силовой и Тальма-ю и теряется в области восточной части Большеземельской тундры.

Печорская низменность

Печорская низменность в мезо-кайнозойе представляла область пресбладающих эпейрогенических опусканий и аккумуляции, особенно в своей северной части. После этапа континентального развития в триасе она захватывалась трансгрессиями мезозойских морей;

в ледниковую эпоху стала областью накопления моренных и флювиогляциальных отложений, а в северной части — осадков морских трансгрессий и ингрессий. Наиболее интересными элементами рельефа этой области являются речные долины и формы ледниковой аккумуляции.

Перекрытый морскими и континентальными рыхлыми отложениями палеозойский структурный этаж на большей части этой территории не оказывает влияния на развитие современного рельефа. Но там, где имеются поднятия древнего докембрийского фундамента, и палеозойские породы вскрыты речной эрозией, наблюдаются характерные изменения в морфологии речных долин. В некоторых случаях намечается и связь крупных элементов рельефа водоразделов со структурой фундамента.

В связи со сказанным в основу геоморфологического районирования Печорской низменности должны быть положены изменения четвертичного покрова и глубина залегания нижних структурных этажей.

Согласно этим принципам могут быть выделены следующие районы:

1. Область Южно-Печорской равнины, покрывавшаяся первым и вторым ледниковыми покровами, но не захватывавшаяся третьим. Она характеризуется широким развитием флювиогляциальных отложений и выровненным рельефом с отсутствием форм ледниковой аккумуляции.

2. Область Большеземельской тундры, в которой надо различать северную и южную половины. Северная половина захватывалась третьим оледенением, и в ней сохранились исключительно свежие аккумулятивные формы этого времени. Южная половина не была покрыта третьим покровным ледником. Но в ней еще достаточно ясно выступают сглаженные аккумулятивные формы второго оледенения и широко развиты флювиогляциальные пески и озерные ленточные глины третьего оледенения. Кроме того, выделяется восточная подобласть, на рельеф которой наложило отпечаток неглубокое залегание палеозойских образований.

3. Малоземельская тундра, рельеф которой определяется развитием морен и зандровых песков третьего оледенения. Она по существу может рассматриваться как западное продолжение северной части Большеземельской тундры, но отделена от нее широкой долиной Печоры и Печорской дельтой.

В восточной части Большеземельской тундры и в Южно-Печорской равнине могут быть выделены районы второго порядка, характеризующиеся высоким залеганием древнего фундамента. По северным окраинам Большеземельской и Малоземельской тундр протягивается полоса береговой приморской равнины.

Южно-Печорская равнина. Под этим названием выделяется часть Печорской низменности, ограниченная на востоке предгорьями Северного Урала, а на западе Тиманским кряжем. Северная ее граница проводится по широтным отрезкам рек Усы и Печоры и по нижнему течению р. Цильмы.

В геотектоническом отношении большая часть этой области представляет рифейскую (эпибайкальскую) платформу — продолжение складчатой области Тимана. Восточная часть равнины принадлежит краевому прогибу Уральской геосинклинали, в которой прослеживаются отдельные герцинские складчатые структуры, например Печорская гряда, уходящая на северо-запад в область Большеземельской тундры.

Область представляет покатую к северу равнину, высшие точки которой лишь в редких случаях достигают 200 м абсолютной высоты.

В южной ее части абсолютная высота водоразделов достигает 150—175 м, в северной колеблется от 100 до 150 м.

Наиболее возвышенный участок располагается в области истоков рек Веля, Одеса, Айювы, Лем-ю, Тобыша и Кожвы. Высота водоразделов достигает здесь 200 м и более. Указанные притоки рек Ижмы и Печоры стекают к югу, западу и востоку с этой возвышенности, в основе которой выявляется поднятие фундамента.

Детали рельефа водоразделов и их четвертичный покров еще очень слабо изучены. Но гипсометрическая карта свидетельствует об очень ровном характере водораздельных пространств.

Современный рельеф определяется преимущественно распространением и характером ледниковых отложений. Однако неровности погребенной под ними доледниковой поверхности все же оказывают влияние на выработку локальных форм современного рельефа, прежде всего на морфологию речных долин. Там, где имеются выступы погребенного рельефа, реки врезаются в них, и основание береговых обнажений может быть сложено из палеозойских пород.

Изучая эти выходы и используя данные буровых скважин, можно убедиться в том, что доледниковый рельеф области был согласован с тектоникой палеозойских отложений, так как его повышения в большинстве случаев соответствуют антиклинальным структурам, а понижения располагаются в синклиналиях (Добролюбова и Сошкина, 1935; Варсанюфьева, 1940, 1953а; Чернов, 1956, 1960б).

Пологие антиклинальные складки палеозойских пород или незначительные поднятия древнего фундамента выводят на поверхность верхнепермские отложения, как это наблюдается по рекам Печоре, Илычу, Инату. Но в северо-восточной части равнины имеются более крупные складчатые структуры, в которых выступают нижнепермские и каменноугольные отложения, например в левобережных структурах Средней Печоры — Воя-Сопляской и Худойольской складках или даже девонские породы, как в Кожвинской структуре Печорской гряды. Там, где палеозойские породы вскрыты речками, их долины обычно суживаются. Реки текут среди высоких цокольных террас, подходят местами к коренным берегам. В этих участках нередко выпадают две нижние аккумулятивные террасы. В местах, где палеозойский фундамент лежит глубоко и реки вскрывают только ледниковые отложения, долины их становятся широкими, и, кроме трех верхних цокольных террас, всегда хорошо выражены две нижние — аккумулятивные. Особенно широкое развитие получает высокая пойма (или вторая терраса, по нумерации В. А. Варсанюфьевой и Г. А. Чернова).

Геоморфологическое описание района левобережных структур Средней Печоры и области Печорской гряды дано Г. А. Черновым (1960б, в). Характеризуя дочетвертичный рельеф южной части Печорской гряды, он указывает, что последний совпадает с тектоническими структурами как на протяжении гряды в целом, так и на отдельных антиклинальных складках, входящих в ее состав, причем наиболее повышенные участки совпадают по большей части с осью Печорской гряды, т. е. с областью развития наиболее древних верхнедевонских пород. На крыльях гряды, где развиты нижнекаменноугольные и верхнепермские отложения, рельеф понижается, причем на юго-западном крыле понижение более резкое, чем на северо-восточном. Хорошо выражены отдельные антиклинальные структуры Печорской гряды.

Отмечается, что при общем совпадении возвышенностей дочетвертичного рельефа с антиклинальными структурами наиболее возвышенные части приходится не на самую центральную часть отдельных под-

нятий Печорской гряды, а на их юго-восточные участки, находящиеся обычно все еще в области развития девонского ядра. Указывается на связь этого смещения максимальных высот к востоку с литологией.

В более северных частях Печорской гряды, в районе Мутного Материка, находящегося уже в области Большеземельской тундры, буровыми скважинами установлено наличие глубоких погребенных дочетвертичных долин меридионального направления с относительной глубиной 100 м. Г. А. Чернов указывает, что менее глубокие, по-видимому, речные долины обнаружены в южной части Печорской гряды. Их относительная глубина от 10 до 30 м.

Современные реки прорезают Печорскую гряду и левобережные структуры Средней Печоры в узких каньонообразных долинах, тоже, вероятно, унаследованных от дочетвертичного времени. Таковы долины рек Большой Кожвы, Большой Каменки, Большого и Малого Сопляса.

Несмотря на сплошное перекрытие древнего рельефа четвертичными отложениями, отдельные структуры в целом могут проявляться в современном рельефе. Так, Г. А. Чернов отмечает, что Воя-Соплясская антиклиналь отчетливо видна с р. Печоры на расстоянии 10 км в виде меридиональной возвышенности, вытянутой в направлении, соответствующем простиранию антиклинали.

Центральная часть Кыртайольской структуры служит водоразделом для ряда ручьев, стекающих в разные стороны, ясно обрисовывая общее очертание этой антиклинали. Р. Печора в среднем течении, к северу от с. Троицко-Печорского, течет в меридиональном направлении вдоль господствующих здесь тектонических структур: сначала вдоль Воя-Соплясской антиклинали, затем вдоль Худойольской, севернее которой резко поворачивает на северо-запад, следуя простиранию Печорской гряды. Здесь совершенно ясно устанавливается связь направления долины Печоры с тектоническими структурами палеозойского этажа.

Там, где этот этаж опущен глубже и перекрыт мощной толщей четвертичных отложений, связи между современным и погребенным рельефом не наблюдается.

На морфологию речных долин оказывает влияние не только развитие палеозойских пород, но и состав тех ледниковых отложений, в которых они закладываются.

Очень ярким примером изменения строения долины и характера течения реки в зависимости от состава пород, слагающих берега, может служить р. Печора от Андюга-Пармы до устья р. Илыча. В верхней части этого отрезка, от Андюга-Пармы до устья р. Волосницы, Печора течет в области развития флювиогляциальных и озерных отложений, описывая многочисленные излучины с песчаными мысами, отшнуровывая старицы. На первой и второй пойменных террасах разширены обширные пространства для лугов. Осадок реки песчаный, водной растительности мало.

Ниже д. Усть-Волосницы река врезается в толщу второй морены, которая выступает в самом русле, местами загроможденном вымытыми из морены валунами. Здесь образуются пороги. Река течет, как «в трубе», по выражению местных жителей: отсутствует нижняя пойма, развита преимущественно вторая ступень второй террасы, довольно крутым уступом спускающаяся к реке. По берегу тянутся узкие сырые и каменистые «ласты» и совершенно нет покосов. Характерны длинные прямые плесы, так как здесь образуются крупные излучины, составленные из больших прямых отрезков. Осадок реки иловатый, развивается более богатая водная растительность.

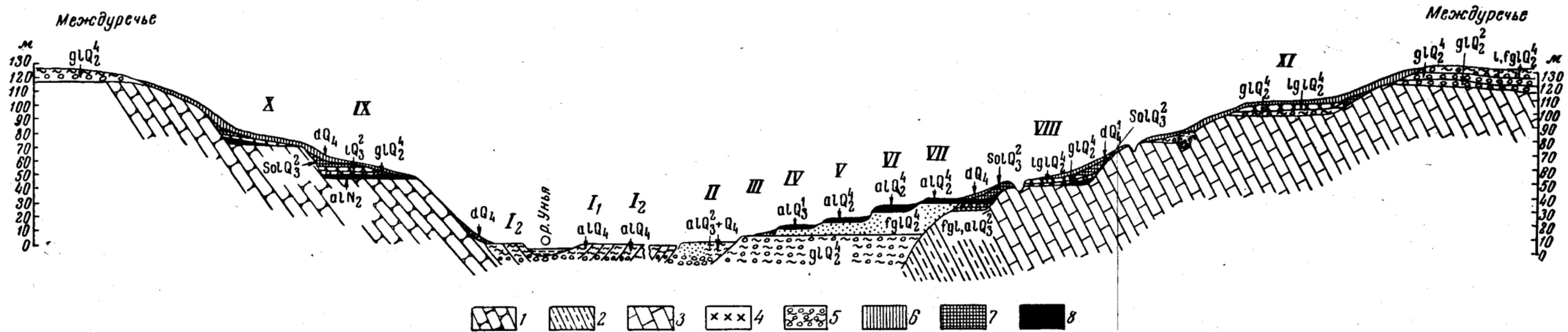


Рис. 126. Сводный схематический поперечный разрез долины р. Уньи на участке ниже д. Светлый Родник (по Б. И. Гуслицеру, 1959 г.)
 1 — артинские песчаники и алевролиты; 2 — артинские глинистые сланцы; 3 — известняки перми и карбона; 4 — озерно-ледниковые отложения; 5 — морена; 6 — делювий; 7 — солифлюксий; 8 — аллювий высоких террас; I—XI — террасы

Далее Печора течет частью в области развития морены, частью в области развития флювиогляциальных отложений до д. Мамыли, где она описывает особенно большую излучину, искусственно прорванную в настоящее время. Ниже Мамыльской излучины река вступает в область поднятия палеозойского этажа, выводящего на поверхность верхнепермские отложения. Они появляются в русле, образуя пороги, слагают цоколь трех верхних террас и основание коренных (?) берегов. Это поднятие палеозойского фундамента прослеживается почти до устья р. Илыча.

В 1944 г. Г. А. Чернов дал сводную работу по террасам всего Печорского бассейна.

Для всей Южно-Печорской равнины наблюдается большое сходство или подобие пяти террас, прослеживающихся в долинах ее рек. Их нумерация начинается с первой поймы, которая выделяется как первая терраса. Две нижние из пяти террас печорских рек — чисто аккумулятивные. Г. А. Чернов отмечает в каждой из них две ступени, которые в нижнем течении р. Печоры могут обособляться как самостоятельные террасы. Б. И. Гуслицер считает возможным выделить вторую ступень второй террасы как самостоятельную террасу уже на Верхней Печоре (рис. 126).

Первая пойменная терраса развита слабо в связи с тем, что реки Печорского бассейна, даже в области равнины, находятся сейчас в стадии углубления русла. Нижняя ступень первой пойменной террасы слагается песчаными и галечными осадками, образующими мыски, мели, косы и небольшие острова. Вторая ступень образует более высокие и крутые мыски и острова. Более значительное развитие ее наблюдается у устья притоков. Она зарастает ивняком и черемухой и дает при расчистке хорошие луга. На этой террасе существовали в свое время и участки природных лугов. Высота ее от 1 до 4 м.

Первая ступень второй террасы, или высокая пойма, сложена из суглинков, глин, тонкозернистых песков. В ее разрезах часто можно видеть линзы торфа, а на поверхности — старицы. Она поросла елово-пихтовым лесом. Вверх по течению рек она переходит в пойму. В области Южно-Печорской равнины ее средняя высота от 4 до 6 м. На р. Илыче, по данным пыльцевого анализа, она образовалась в атлантическом веке. Первая ступень второй террасы широко развита во всех речных долинах, а местами на ее уровне возникают большие озеровидные расширения.

Вторая ступень второй террасы широко развита в той части течения р. Верхней Печоры, которая расположена ниже д. Волосницы. Эта ступень сложена преимущественно песками. Обычно она покрыта сосновым лесом с березой и лиственницей. Ее средняя высота 8 м.

Три верхние террасы р. Печоры и ее притоков — эрозионно-аккумулятивные. Третья терраса достигает высоты 10—12 м и характеризуется невысоким цоколем, сложенным палеозойскими породами или ледниковыми отложениями. Четвертая характеризуется высотами от 15 до 20 м. Мощность покрывающего ее древнего аллювия не превосходит 6 м. На самой высокой пятой террасе, поднимающейся на 20—25 м над уровнем рек, покров древнего аллювия не более 2—3 м. Там, где она хорошо сохранилась, ширина ее очень значительна. Аллювий трех верхних террас представлен песками, так что они покрыты сосновыми борами. На третьей террасе часто развит зеленомошный бор, на четвертой зеленомошно-беломошный. Пятая терраса всегда покрыта бором беломошником. На двух верхних террасах, особенно в тех случаях, когда и цоколь их сложен флювиогляциальными песками, сохранился закрепленный теперь сосновым бором золотой рельеф.

Геологическое строение террас позволяет определить возраст современных речных долин Верхне-Печорской равнины. Поскольку мы видим в цоколе трех верхних террас морену второго оледенения и покрывающие ее озерные и флювиогляциальные отложения, образование речных долин современных рек началось здесь не позже межледниковой эпохи, отделяющей второе оледенение от третьего. Вместе с тем залегание морены второго оледенения на дне долин Печоры, Илыча и других рек, протекающих по Печорской низменности, свидетельствует о том, что на месте этих долин существовали в эпоху второго оледенения впадины рельефа, которые были выполнены наносами ледниковой морены. По-видимому, в ряде отрезков своего течения современные реки Печорской низменности унаследовали древние долины доледниковых рек, так же как и большинство крупных рек Русской равнины на территории бывшего оледенения.

Водоразделы исследованы значительно меньше, чем речные долины Печорской равнины. Для центральной части водораздельных пространств характерны обширные верховые болота. В них берут начало притоки рек Печоры и Ижмы, не стекающие с Урала или Тимана. Морфология и рельеф этих болот не изучены. И. И. Краснов (1948) отмечает развитие в Южно-Печорской равнине грядово-мочажинных болот. К этому типу приближается Мартюшевское болото.

Исключительное однообразие рельефа водораздельных пространств связано, по-видимому, с энергичным размывом тех аккумулятивных форм, которые были оставлены здесь отступающим покровом второго оледенения. С. А. Яковлев справедливо указывает, что в период отступления второго ледникового покрова его обильные талые воды, как и воды рек, сбегавших с Урала, не могли стекать к северу. Они скоплялись именно в Южно-Печорской низменности и искали выхода из нее в бассейн р. Камы. Древние пути стока намечаются в области, занятой теперь долинами Северной и Южной Мылвы, в Вычегодской депрессии, располагающейся между Полюдом и Джеджим-Пармой, наконец, в области нынешней долины р. Кельтмы.

По мнению С. А. Яковлева, все эти потоки не могли пропустить огромную массу талых ледниковых вод, которые растекались по Печорской низине, образуя озера, широкие разливы и покрывая обширные площади осадками флювиогляциального типа. Деятельность обильных талых вод второго оледенения объясняется исключительная выровненность южной части Печорской низменности, которую С. А. Яковлев характеризует как «одно обширное флювиогляциальное поле».

Таким образом, в современном рельефе этой области мы не находим следов аккумулятивных форм, созданных в эпохи первого и второго оледенения. Самый покров первого, условно рисского или днепровского, оледенения сохранился только в глубоких впадинах доледникового рельефа. Морена второго, условно московского, оледенения более широко распространена. Но в области водоразделов она, по-видимому, тоже сильно размыта и переотложена. Остатки моренных отложений в пределах Южно-Печорской равнины покрываются мощной толщей флювиогляциальных осадков.

Большеземельская тундра. Большеземельская тундра представляет обширную область повышенной холмистой равнины, в рельефе которой значительную роль играют формы аккумулятивного ледникового рельефа. Эта область неоднородна в геотектоническом отношении. Ее восточная часть тесно связана со складчатой зоной Урала и Пай-Хоя и представляет, по существу, предгорную впадину. Остальная часть относится к рифейской (эпибайкальской) платформе. В центральной области Большеземельской тундры находится, по-видимому, поднятие древ-

него кристаллического фундамента этой платформы, выявленное в последнее время магнитометрическими и гравиметрическими наблюдениями (Г. А. Чернов, 1958, 1960б, в).

Неодинаковое развитие имеют и аккумулятивные формы ледникового рельефа в связи с тем, что одни части тундры подверглись троекратному оледенению, а на другие наступали только первый и второй ледниковые покровы.

Как и в Южно-Печорской равнине, определенное влияние на морфологию, а местами и на направление речных долин, оказывает различная глубина залегания палеозойских пород фундамента.

Южная граница Большеземельской тундры проходит по нижнему течению р. Усы и по широтным участкам течения р. Печоры. Меридиональная часть долины р. Печоры в области ее нижнего течения ограничивает Большеземельскую тундру с запада. Северной ее границей является берег моря, северо-восточной — хребет Пай-Хой, а на востоке и юго-востоке ее ограничивает западная увалистая полоса Урала.

Г. А. Чернов (1944в, 1947) подразделяет Большеземельскую тундру на северную часть, реки которой текут на север и впадают в Баренцево море, и на большую по размерам южную часть, которая орошается правыми притоками Усы и Печоры, текущими к югу.

Почти на всей обширной территории Большеземельской тундры ее древние домезозойские структурные этажи глубоко погребены под мезозойскими и четвертичными отложениями и не оказывают в настоящее время влияния на развитие рельефа этой области. Только по ее северо-восточной, восточной и юго-восточной окраинам, на границе с Пай-Хоем, западной увалистой полосой Урала и северной оконечностью гряды Чернышева, обособляется как бы переходная зона от этих складчатых пенепленизированных областей к равнинам тундры. В пределах этой зоны палеозойский этаж, хотя и перекрытый четвертичными отложениями, лежит достаточно близко к поверхности, так что выступы его вскрываются в долинах рек. Палеозой вскрыт современной эрозией также и в области полупогребенных структур Воркутского поднятия и поднятия Чернова в восточной части Большеземельской тундры. На остальной ее территории основные черты современного рельефа определяются распространением различных типов четвертичных отложений¹.

В области Большеземельской тундры имеются памятники трех оледенений, представленные тремя моренами с различным составом валунов и связанными с этими моренами флювиогляциальными валунными песками и озерными осадками.

В северной части Большеземельской тундры морена максимального оледенения имела несомненно широкое распространение. Но в настоящее время она, по-видимому, нигде не выступает на поверхность и сохранилась только в глубоких впадинах палеозойского структурного этажа. В южной части эта морена вскрывается в основании речных обнажений. Но и здесь ее геоморфологическая роль сводится, по-видимому, только к выполнению впадин палеозойского структурного этажа. Первоначально морена северной половины Большеземельской тундры, выступающая в основании обнажений, считалась одновозрастной с нижней мореной ее южной части, оставленной максимальным оледенением. Более детальные последующие наблюдения Г. А. Чернова (1941г., 1944в, 1947) показали, что «нижняя» морена северной части тундры должна быть отнесена к первому постмаксимальному

¹ Более подробно обзор всех четвертичных отложений Печорской низменности дан в статье С. А. Яковлева, печатающейся в настоящем томе.

оледенению, т. е. к тому второму оледенению Печорского края, которое первоначально отождествлялось с вюрмским, или валдайским оледенением Русской равнины, а в настоящей сводке сопоставляется с московским. Морена максимального оледенения, как сказано выше, здесь на поверхность не выступает.

В северной части отложения второго оледенения были местами покрыты частично размывшей их, бореальной морской трансгрессией и в дальнейшем погребены под моренными отложениями третьего (второго постмаксимального) оледенения.

Они почти не играют роли в современном рельефе, который характеризуется аккумулятивными формами третьего оледенения.

Южная граница распространения третьего ледникового покрова, по наблюдениям Г. А. Чернова (1941 г., 1945, 1947, 1948 а), проходит по водоразделу рек, впадающих, с одной стороны, в Печорское море, а с другой — в реки Печору и Усу. Это так называемый «Земляной хребет», или «Большеземельский хребет» А. Шренка. В действительности этот водораздел слагается из ряда отдельных возвышенностей, или «мусюрков», представляющих конечные морены третьего оледенения. Я. Д. Зеккель (1948) высказал предположение, что пояс конечно-моренных гряд «Большеземельского хребта» может быть приурочен к выступу подземного фундамента, выраженному в современном рельефе в виде некоторого орографического уступа. В эпоху стационарного положения ледникового покрова, отложившего эти конечные морены, к югу от моренного пояса отлагались значительные толщи ленточных глин, обычно покрывающихся флювиогляциальными песками зандрового типа. Эти отложения широко развиты в южной половине Большеземельской тундры, в частности в ее восточной части (Чернов, 1939 б, 1941 г.; Кудрявцев, 1946; Боч, 1952 г.).

Для северной половины характерно, кроме того, развитие довольно широкой полосы приморской равнины с поздне- и послеледниковыми морскими осадками.

В центральных и западных частях Большеземельской тундры палеозойские породы не выступают на поверхность. В основании речных обнажений залегают или морены и замещающие их другие отложения ледникового комплекса, или мезозойские отложения, представленные глинисто-песчаными породами и потому не отличающиеся по своему влиянию на рельеф от четвертичных осадков.

В северной части, в свою очередь, надо отличать область развития моренных суглинков третьего оледенения и расположенную к северу от нее область морской прибрежной равнины, покрытую поздне- и послеледниковыми морскими отложениями. Полоса валунных суглинков, слагающих главный водораздел Большеземельской тундры, представляет непосредственное продолжение той же полосы восточной части тундры и характеризуется теми же геоморфологическими особенностями.

Нижние валунные суглинки — морена второго (первого постмаксимального) оледенения — выступают только в речных долинах, слагая основание склонов. Мощность морены колеблется в связи с размывом и сильной волнистостью ее поверхности. В области «Большеземельского хребта» она более значительна, чем в прилегающих к нему районах. Участие нижней морены в формировании современного рельефа выражается в том, что с нею связано широкое развитие оползней на склонах долин и накопление большого количества валунов в руслах рек.

Верхняя морена, или морена третьего (второго постмаксимального) оледенения, развита в области водоразделов и занимает самые

высокие части междуречий. С нею связаны все хорошо сохранившиеся формы моренного рельефа.

Абсолютные высоты главного водораздела Большеземельской тундры незначительны.

Надо отметить обилие рек на северном склоне «Большеземельского хребта» и более благоприятные условия регрессивной эрозии, в которых они находятся по сравнению с реками южного склона.

Последнее объясняется тем, что базис эрозии северных рек — уровень Печорского моря — на 35—50 м ниже уровня р. Усы, служащей базисом эрозии для рек южного склона. Кроме того, и пробег северных рек от истоков до устья короче, чем для южных. В связи с этим неизбежно в дальнейшем перемещение водораздела к югу и захват некоторых рек южного склона быстрее отступающими реками северного (Зеккель, 1940). У рек, впадающих в Печорское море, долины обычно узкие и глубокие. Число террас не превышает пяти, и они выражены неотчетливо. Реки очень порожисты, и большинство из них берет начало в озерах.

У самого берега моря тянется широкая прибрежная песчаная низина, или «лапта». Со стороны материка ее окаймляют террасы или абразионные уступы поздне- и послеледниковой морских трансгрессий. Эти уступы, так же как и геоморфология лапты и примыкающей к ней полосы морского дна, свидетельствуют о колебаниях береговой линии, происходивших в поздне- и послеледниковое время. Террасы говорят о поднятиях, отмечающихся и по всему побережью Югорского полуострова, где амплитуда их была несколько больше.

Вместе с тем Печорская губа, представляющая залитые низовья долины р. Печоры, Хайпудырская губа и характер устья Хайпудыры, широкая полоса малых глубин, окаймляющая побережье, свидетельствуют о его очень недавних опусканиях.

Характерная особенность лапты — «муры» — низменные луга, изрезанные множеством озер самой разнообразной формы и небольших размеров.

А. А. Григорьев (1924) рассматривает муры как большие дельты маленьких рек. Такое мощное развитие дельтовых образований у небольших рек указывает, по его мнению, на то, что опускание суши прекратилось или сменилось в самое последнее время поднятием.

В южной части морские осадки отлагались в первую межледниковую эпоху только на западе, где они залегают теперь на высоте до 100 м над уровнем моря. В центральной же и восточной частях южной половины тундры в ту же эпоху накапливались исключительно континентальные отложения. Ледниковый покров третьего (второго постмаксимального) оледенения сюда не наступал. Все возвышенности рельефа сложены здесь моренными суглинками второго (первого постмаксимального) оледенения. Эти возвышенности характеризуются пологими склонами и незначительными относительными высотами.

Характер поверхности южной половины Большеземельской тундры, представляющей область сильно сглаженного древнего ледникового рельефа, резко отличает ее от северной половины, где основную роль в формировании современной поверхности сыграло третье оледенение и где хорошо сохранились свежие формы аккумулятивного ледникового рельефа.

Южная половина Большеземельской тундры, не подвергавшаяся наступанию третьего ледникового покрова, существенно отличается по характеру рельефа от северной. Здесь, как и в южной половине восточной части тундры, исчезает покров третьей морены и связанные с ним

формы холмисто-моренного рельефа. Широкое развитие получают желтые, диагональнослоистые валунные флювиогляциальные пески.

На севере все многочисленные мусюры водоразделов слагаются моренами третьего оледенения, прикрытыми лишь позднеледниковыми флювиогляциальными песками и галечниками, чаще всего приуроченными к узким и глубоким долинам рек. В южной части тундры на водоразделах выступает морена второго оледенения, слагающая пологие возвышенности, покрытые безвалунными, покровными суглинками. Былые формы аккумулятивно-моренного рельефа второго оледенения здесь почти уничтожены.

В долинах рек в основании разрезов выступает морена первого оледенения, прикрытая мощными толщами ленточных глин и долинных зандровых песков, образующих иногда обширные, идеально ровные пространства. Это зандры и осадки приледниковых озер третьего оледенения, широкое развитие которых определенным образом отражается в рельефе.

Появление обширных песчаных пространств обусловлено работой ветра. Н. А. Кулик (1914) первый обратил внимание на роль эолового фактора в создании современных форм рельефа этой части тундры. Он описывает обширные яреи, характерные для южной части Большеземельской тундры. Г. А. Чернов (1939б) указывает также на развитие многочисленных яреев в бассейне р. Адзвы, достигающих иногда очень значительных размеров.

К этим областям развития песков приурочены многочисленные стоянки человека эпохи неолита, описанные Г. А. Черновым (1948а, 1951а, б, 1955).

Существенно изменяется в южной части и характер речных долин. Это особенно хорошо можно проследить, следуя течению рек, берущих начало в области развития моренных суглинков третьего оледенения и пересекающих затем южную половину тундры. Ярким примером является р. Адзва, описанная Н. А. Куликом. В верхнем течении берега ее, сложенные валунными глинами, высоки и обрывисты. В месте пересечения конечных морен в реке появляется полоса порогов и каменных отмелей. Там, где река вступает в область развития песков, течение ее становится спокойным, коренные берега долины расступаются, склоны их становятся более мягкими, появляются хорошо выраженные обширные древние речные террасы.

Кроме северной и южной частей Большеземельской тундры, можно выделить в качестве особой геоморфологической области и восточную часть, охватывающую как верхнее течение р. Усы, так и бассейн р. Коротаихи. Этот район отличается от вышеописанных наличием выходов пород палеозойского структурного этажа и характером четвертичных отложений, что отражается и на его рельефе.

Третий ледниковый покров, развитый в северной части, исходил из Новоземельского центра. Оставленные им моренные гряды ориентированы в почти широтном направлении, а содержащиеся в них валуны принадлежат породам, развитым на Новой Земле.

В восточной части в это время было развито два разновозрастных покрова. Один был связан с уральским центром, на что указывает состав валунов и ориентировка конечноморенных гряд, простирающихся параллельно горной полосе Урала. Другой приходил с северо-востока, видимо, из Карского ледникового центра. Это предположение основано на изучении состава валунов, среди которых наряду с пай-хойскими встречаются породы, неизвестные ни на Урале, ни на Пай-Хое. Конечноморенные гряды Карского покрова ориентированы параллельно Пай-Хою.

Далее надо отметить, что между валунными суглинками второго и третьего оледенений в восточной части залегают континентальные отложения, а не осадки морской трансгрессии, как в центральной и западной частях северной половины тундры. Вдоль Пай-Хоя и Урала протягивается широкая зона позднеледниковых флювиогляциальных песков и галечников, отлагавшихся тальми водами отступающего третьего ледникового покрова и сменивших его горных ледников. Поздне- и послеледниковые морские отложения развиты только в самых низовьях р. Коротаихи.

На севере восточной части, в области развития моренных суглинков третьего оледенения, прекрасно сохранился моренный ландшафт с грядами конечных морен, вытянутых в северо-западном направлении, и многочисленными озерами.

В области развития моренных суглинков третьего оледенения находятся истоки рек Адзвы, Коротаихи, Большой Роговой, Сейды, Воркуты и ряда их притоков. Большинство рек берет начало в озерах моренного пояса и изобилует порогами, так как русла загромаждены валунами, вымываемыми из морены. Долины их в верхнем течении глубокие, узкие.

Восточной границей района моренного и конечноморенного ландшафта, связанного с областью распространения валунных суглинков третьего оледенения, служит течение р. Воркуты.

На западе граница проводится по течению р. Адзвы, т. е. по западной окраине восточной части Большеземельской тундры. Для данной полосы моренных форм рельефа эта граница совершенно условна. Пояс валунных суглинков с характерным для него рельефом непосредственно переходит из бассейна Большой Роговой в бассейн Адзвы и продолжается к западу от Адзвы до области развития поздне- и послеледниковых отложений по восточному побережью Хайпудырской губы. Это по существу единый пояс, и нельзя отрывать описание его западной части от восточной.

В области истоков Адзвы находится один из наиболее интересных участков водораздельной полосы Большеземельской тундры, область Вашуткиных озер. 10 озер, соединенных протоками, располагаются здесь кольцом. Одиннадцатое лежит в стороне и тоже соединяется протоком с одним из озер кольца. В самом южном из озер кольца — оз. Высок-дин — берет начало р. Адзва.

В верхнем течении берега ее высоки, обрывисты и слагаются валунными глинами. В окрестностях ручья Из-Я-шор Адзва пересекает цепь типичных конечных морен, прекрасно сохранившихся в рельефе. Конечные морены Адзвы и примыкающие к ним зандровые поля описаны Н. И. Соколовым.

Вокруг Вашуткинского озерного кольца разбросаны бесчисленные мелкие озера, расположенные среди множества холмистых гряд и длинных мусюров широтного простирания, слагающихся темными валунными глинами. Прибрежная полоса больших озер кольца сплошь состоит из валунов.

К северу от моренного пояса в восточной части располагается область развития позднеледниковых флювиогляциальных песков и галечников, которая только в самых низовьях р. Коротаихи переходит в область распространения поздне- и послеледниковых морских отложений, окаймляющих Хайпудырскую губу.

Эта область должна быть выделена в отдельный геоморфологический район. Помимо широкого распространения песчаных отложений и отсутствия моренного рельефа, он характеризуется еще и наличием зоны, при пересечении которой реки вскрывают палеозойский струп-

турный этаж. Строение речных долин резко изменяется в пределах этой полдры, одну из характерных особенностей которой представляют каньоны с бурными порогами и водопадами, врезанные в равнинное плато.

Описание геоморфологии этой области можно найти в работах Н. Н. Иорданского (1932, 1933б, 1939), А. А. Чернова (1936а) и Г. А. Чернова (1936, 1947). Она располагается между самыми южными грядами Пай-Хоя и северной границей рассмотренной выше области моренного и конечноморенного ландшафта. Полоса широкого развития позднеледниковых песков представляет несколько локатую к югу равнину, местами слегка всхолмленную, чаще заболоченную на обширных пространствах. На поверхности ее в больших плоских впадинах располагаются озера. Эта равнина пересекается правыми притоками р. Кортаихи, текущей вдоль ее южной границы.

С геоморфологией южной половины восточной части Большеземельской тундры можно познакомиться прежде всего в работах Г. А. Чернова (1939б, 1941 г., 1944а, 1947), С. Г. Боча и Т. В. Богрецово́й (1952 г., 1953 г.). Намечаются отличия между западной и восточной частями этой территории. Западная часть не была покрыта льдами третьего оледенения. Здесь широко развиты флювиогляциальные валунные пески зандрового типа и ленточные глины. В восточной части, вдоль западной увалистой полосы Урала, развиты моренные гряды третьего оледенения, протягивающиеся параллельно Уральскому хребту в северо-восточном направлении.

Для южной половины восточной части тундры особенно характерно наличие широких гряд, или «мусюров», того же северо-восточного простирания. Они часто служат водоразделом между реками, текущими в том же направлении.

Одни из этих гряд целиком сложены из четвертичных отложений. В других, например в Конко-Мыльк, вскрывается ядро из мезозойских (сантонских) песчаников.

Поверхность этих гряд представляет сухие ровные плато, тянущиеся иногда на несколько десятков километров вдоль речных долин. Но центральные области более обширных водораздельных пространств восточной части Большеземельской тундры обычно заболочены и представляют обширные грядово-мочажинные болота и бугристые торфяники, описанные С. Г. Бочем в 1952—1953 гг.

С. Г. Боч уделяет большое внимание вопросу генезиса описанных выше гряд и полагает, что они в большинстве случаев связаны с тектоническими структурами, образующими выступы погребенного доледникового рельефа. Этот взгляд, впервые высказанный Я. Д. Зеккелем (1940), представляет безусловный интерес. Общее направление долины р. Большой Роговой и долин ее притоков, так же как и значительные участки течения р. Усы, очень близки к направлению мусюров, соответствующему общему простиранию уральской складчатости. Эти направления могли быть унаследованы от древней речной сети, согласованной со структурами палеозойского фундамента и покрывающих его сантонских отложений.

Кроме краевой зоны Большеземельской тундры, окаймляющей Полярный Урал, хребет Пай-Хой и поднятия Чернова, должна быть отмечена еще одна область, где палеозойский фундамент выступает на поверхность и оказывает влияние на развитие рельефа — северная оконечность гряды Чернышева, которая заходит с юга в Большеземельскую тундру (рис. 127). Она пересекает р. Усу и тянется на север-северо-запад вдоль левого берега ее притока — р. Адзвы. Высота гряды здесь не превышает высоты моренных гряд тундры. Но появление на

поверхности палеозойских пород, представленных главным образом известняками, отчетливо сказывается в геоморфологии долин р. Усы и ее притоков, пересекающих гряду (см. рис. 101). Широкая долина р. Усы резко суживается в области ее пересечения, где образуется живописное ущелье, обрамленное скалами известняка, слагающими «гору» Адак. Течение реки быстрое. Во время половодья суженный

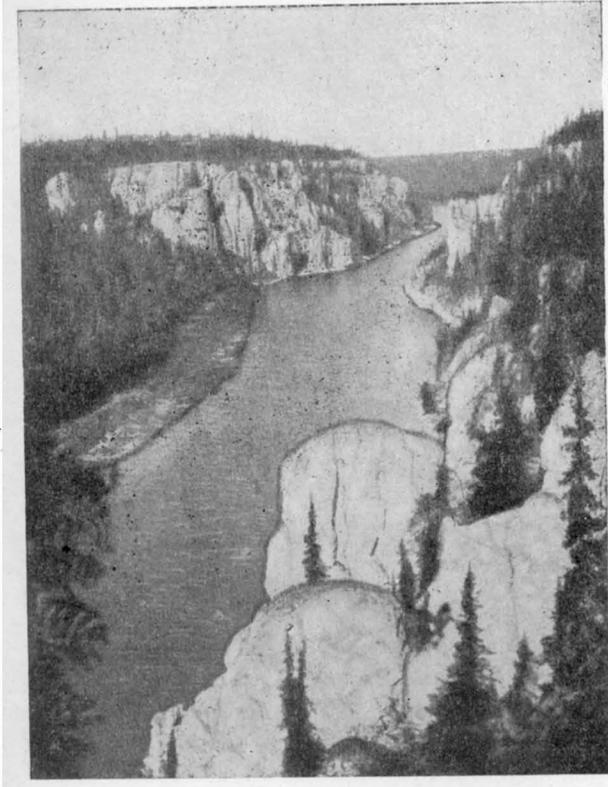


Рис. 127. Долина реки Большой Сыня-ю в области развития каменноугольных известняков — гряда Чернышева. Фото Г. А. Чернова

участок долины подпруживает вышележащую часть ее и вызывает резкий подъем воды, достигающий иногда 15—16 м. У левого берега Адзвы гряда Чернышева образует вершину Тальбей, покрытую россыпями базальтов. Высота ее не превышает 172 м над уровнем моря. Вдоль левого берега Адзвы тянется отчетливо выраженная в рельефе гряда, сложенная нижнекаменноугольными известняками и девонскими сланцами и песчаниками. Она образует здесь как бы две ветви или две параллельные гряды, разделенные продольной долиной и прорезанные вкрест простирания левыми притоками Адзвы: Пым-Ва-шор и Из-Рузь-шор. Пересекая вторую гряду, Из-Рузь-шор образует узкое живописное ущелье с рядом порогов и небольших водопадов (рис. 128). Н. А. Кулик (1914) ярко описал долину Адзвы и ее притоков.

Из обзора геоморфологии восточной части Большеземельской тундры можно видеть, что тектоническая природа этого района, представляющего предгорную впадину, определенным образом сказывается в его современном рельефе, как и в восточной части Южно-Печорской

равнины. Здесь интенсивнее дислоцирован и ближе к поверхности лежит палеозойский структурный этаж, поднимающийся местами до современного эрозионного уровня.

А. А. Григорьев (1924), характеризуя рельеф западной части Большеземельской тундры, останавливается на роли климатического

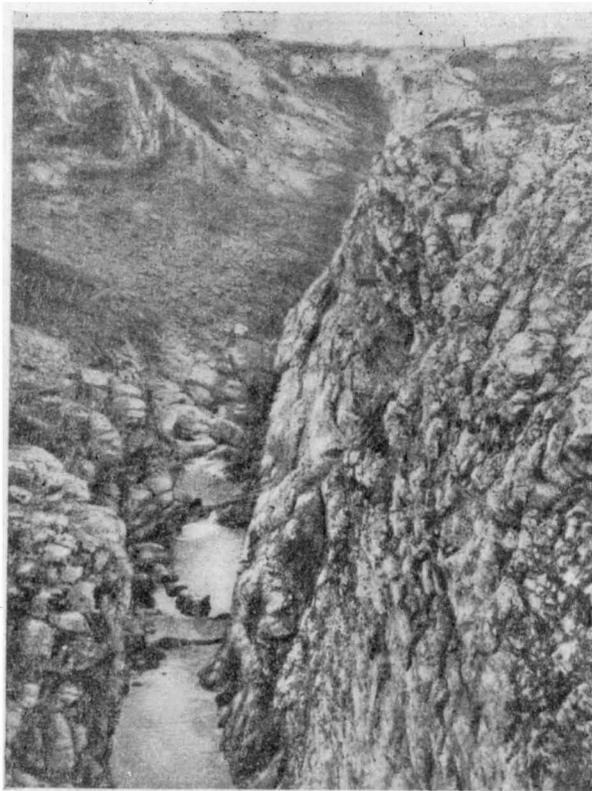


Рис. 128. Ручей Из-Рузь-шор, прорезающий северную оконечность гряды Чернышева. Фото Г. А. Чернова

фактора в создании некоторых из его особенностей. Им подчеркивается резкое противоречие между значительной шириной долины р. Шапкиной и крутизной обрамляющих ее коренных берегов и обнажений, между зрелым и даже «старческим» характером русла с его меандрами и старицами и «юным» обликом крутосклонных оврагов, между слабой расчлененностью междуречий при наличии как будто всех данных для интенсивной эрозии в легкоразмываемых породах. Он связывает это с развитием вечной мерзлоты, превращающей легкоразмываемые горные породы в трудноразмываемые и хорошо консервирующей первичные формы водоразделов.

В частности, грунтовые воды большую часть года остаются в твердом состоянии и слабо содействуют эрозии.

Это подтверждается тем, что развитая сеть оврагов встречается почти исключительно в участках, где поверхность состоит из мощных песков, в которых мерзлота развита слабее и оттаивает на большую глубину.

Ширина долин связана с громадными весенними разливами и летними паводками, подмывающими обнажения, вызывая грандиозные оползни. Сползшие массы быстро затем размываются, причем крутые карнизы, скрепленные вечной мерзлотой, не обрушиваются. Вместе с тем глубокий снежный покров на дне долин и питание рек из озер, накапливающих за лето достаточно тепла и сохраняющих его под ледяным и снежным покровом, способствуют тому, что под руслом реки мерзлота не образуется, как и в прилегающих частях днища долины. Поэтому здесь возможна интенсивная глубинная эрозия.

Область долины Нижней Печоры. История формирования долины р. Печоры в нижнем ее течении и области дельты Печоры представляет большой интерес. К сожалению, пока в нашем распоряжении имеется слишком мало материалов, характеризующих морфологию и историю развития дельты Печоры. В связи с этим, считая необходимым выделить этот своеобразный район, мы лишены возможности дать его описание.

Долина и дельта р. Печоры отделяют от Большеземельской тундры участки, представляющие в геоморфологическом отношении ее прямое продолжение.

С одной стороны, это Малоземельская тундра, — продолжение северной части Большеземельской, с другой — участок Печорской низменности, заключенный между широтными отрезками рек Сулы и Цыльмы, который может считаться продолжением южной части Большеземельской тундры. Обособленное положение Малоземельской тундры позволяет условно выделить ее в самостоятельный район.

Малоземельская тундра. Малоземельская тундра отделяется от Большеземельской, с которой имеет много общих черт, долиной нижней части р. Печоры.

Малоземельской тундрой называется область, ограниченная с востока нижним течением р. Печоры, с юга р. Сулой, с запада Восточным Тиманом. Она представляет волнистую возвышенную равнину. В четвертичном периоде она повторно покрывалась ледниками и временами погружалась под уровень моря. В результате в разрезе четвертичных отложений здесь наблюдается чередование морских и континентальных толщ. На этом основании Ю. А. Ливеровский (1933а) относит Малоземельскую тундру к категории прибрежных равнин смешанного типа. В ее рельефе большую роль играют аккумулятивные формы, оставленные последним, третьим оледенением.

Главные водораздельные возвышенности представляют конечно-моренные гряды. В восточной части проходит конечноморенная гряда, названная Ю. А. Ливеровским Ненецкой. Она служит водоразделом между стекающими с нее на восток притоками р. Печоры и текущими на запад притоками р. Неруты. К Ненецкой гряде приурочены высшие точки Малоземельской тундры, достигающие 200 м абсолютной высоты. Водораздельная возвышенность, тянущаяся с северо-востока на юго-запад и отделяющая притоки р. Сулы от маленьких речек, текущих в Ледовитый океан, также слагается системой конечноморенных гряд, между которыми разбросаны озера.

В Ненецкой гряде, сложенной валунным суглинком, намечается ряд обособленных моренных гряд, ориентированных в общем с юго-запада на северо-восток. На грядах расположены многочисленные небольшие сопки куполообразной или конусообразной формы. Они иногда достигают 150—200 м абсолютной высоты.

По направлению к югу Ненецкая гряда постепенно понижается и распадается на ряд отдельных коротких сопок и гряд, представляющих

эрозионные останцы. На севере она резко заканчивается у Корочаевского хребта — конечноморенной гряды северо-восточного простираения.

Среди холмов Ненецкой гряды разбросаны на разной высоте многочисленные озера разнообразного происхождения и размеров. Одни из них связаны с деятельностью ледников и образовались в эрозионных впадинах и котловинах, возникших при таянии мертвого льда. Есть и более молодые озера в эрозионных впадинах недавнего происхождения и разнообразные озера вторичного генезиса, почти всегда имеющие торфянистые берега и дно и представляющие конечную стадию развития тундровых мочажинных торфяников. К отрицательным формам рельефа, кроме озер, относятся речные долины. Они глубоки и узки, как большинство долин рек, протекающих в области развития моренных суглинков и глин. Ширина их часто не более 20 м.

Вдоль восточного края Ненецкой гряды прослеживаются следы уступа высотой 55 м в месте перехода к Припечорской низине. Ю. А. Ливеровский рассматривает его как остатки морской абразионной линии.

Более четко выраженный уступ высотой от 40 до 50 м тянется вдоль западного края пояса конечных морен. Здесь к Ненецкой гряде примыкает Принерутская песчаная низина, которая сливается на севере с приморской песчаной низиной, или «лаптой», резко отличной от области конечных морен.

Поверхность песчаной равнины чрезвычайно однообразна. Ее рельеф обусловлен работой рек и в значительной степени ветра. К положительным элементам рельефа относятся дюнные всхолмления, эрозионные песчаные останцы, образующиеся чаще всего в результате блуждания рек, к отрицательным — яреи, озера и речные долины.

Яреи представляют котловины от 20 см до 1 м глубиной. При слиянии нескольких яреев образуются составные котловины, площадь которых 150—200 м². Озера, встречающиеся в песчаном районе, вторичны. Берега и дно их торфянистые, глубина от 50 см до 2 м, площадь в среднем от 5000 до 10 000 м².

Речные долины песчаной равнины шире, чем в области конечноморенных гряд. Но они и здесь достаточно глубоки. Течение их извилисто. Излучины представляют врезанные меандры, свидетельствующие о недавних поднятиях. У наиболее крупных рек прослеживается узкая луговая терраса и кое-где сохранившаяся надлуговая терраса высотой 2—3 м. Летом реки пересыхают.

Происхождение песчаной равнины связано с деятельностью талых вод ледника, отложившего конечные морены.

В западной части Малоземельской тундры имеется также область конечноморенных гряд и прибрежная песчаная равнина, прослеживающаяся вдоль всей береговой части тундры.

В. М. Янковский (1939) описывает западные конечноморенные гряды. Кроме того, он отмечает особую форму рельефа — «конечноморенные плато», сложенные мореной. Высота этих плато незначительна, не более 175—200 м над уровнем моря. Они характеризуются исключительной равнинностью своей поверхности и расчленением большими широкими впадинами, называемыми местным населением «лягами». Эти долинообразные понижения достигают иногда 10 и более километров в поперечнике. Они сильно заболочены, но становятся путями стока в дождливое время года. В. М. Янковский не исключает возможности их унаследования от древних форм погребенного рельефа коренных пород. Конечноморенные плато описаны им в верховьях рек Неруты и Сареды и в излучине между верхним и нижним течением р. Неруты.

В центральной и западной частях Малоземельской тундры, как и в восточной, располагается множество озер. Самые крупные из них — Урдюжское и Индижское.

К югу от Малоземельской тундры находится низменная область долины р. Сулы и бассейна р. Тобыша. Высота Сульской низменности колеблется от 25 до 50 м над уровнем моря. Она представляет обширную, совершенно плоскую и сильно заболоченную равнину, сложенную из озерных отложений. С. А. Яковлев полагает, что она возникла на месте обширного озерного бассейна. Это озеро образовалось в результате подпруживания вод р. Печоры языком последнего третьего оледенения, преградившего путь к морю. Современное Урдюжское озеро С. А. Яковлев считает реликтом этого обширного ледникового озера. Высотные отметки позволяют предполагать, что воды р. Печоры изливались в то время через Сульское озеро в р. Индигу и в Чешскую губу вдоль восточной окраины Северного Тимана. Позднее, после отступления «Усть-Печорского» ледникового языка, был прорван кончаточно-ременный пояс, и воды реки направились к Печорскому морю.

Такое же озеро возникло вследствие подпруды р. Печоры в области Усть-Усы, на что указывают равнинность местности, ее незначительная высота над уровнем моря и широкое развитие ленточных глин.

Основные этапы развития рельефа Северного Урала

Для восстановления истории геоморфологического развития горной страны должны быть выявлены сохранившиеся от прошлого реликтовые формы рельефа и изучены коррелятивные отложения, накопившиеся в различные эпохи формирования данной горной области. Необходимо учитывать этапы ее тектонического развития и по возможности точно определять возраст тектонических структур.

Несомненно, в современном рельефе Урала сказываются в той или иной форме и различия в составе осадочных и изверженных пород, накопившиеся в разных частях Уральской геосинклинали в последовательные эпохи ее развития. В развитии рельефа имеют значение и те древнейшие тектонические движения, которые определили структуру докембрийских и кембрийских отложений, вскрытых в настоящее время эрозией. Но можно считать, что формирование рельефа той горной страны, на месте которой в результате длительного развития возник современный Урал, началось в основном в верхнем палеозое.

По-видимому, в пермском периоде в области современной горной полосы существовал высокий, энергично разрушавшийся хребет. На это указывают состав и большая мощность нижнепермских флишевых отложений и верхнепермских молассов западного склона Северного Урала.

Они накапливались за счет сноса обломочного материала с воздымавшегося молодого хребта. Вероятно, на протяжении всей истории Урала его высота была наибольшей в пермском периоде. Но новейшие данные о распространении и характере триасовых отложений Печорского угленосного бассейна и бассейна Средней Печоры (Хайцер, 1958 г.; Чалышев, 1959; Енцова и Хайцер, 1959; Варюхина и Чалышев, 1960) свидетельствуют о том, что поднятия и оживление процессов эрозии продолжались еще до конца триаса.

Триас характеризуется распространением обширных выровненных пространств в пределах Евразии. В этом периоде герциниды Тянь-Шаня и Казахского нагорья были сильно сnivelированы. На это указывает развитие мощной коры выветривания, образование которой большинство исследователей относит к верхнему триасу или рэту — нижнему

лейасу (Архангельский, 1953, 1955; Горский, 1948; Петров, 1948). Об отсутствии резко расчлененного рельефа на большей части эпигерцинской Сибирской платформы и Тянь-Шаня говорит и слабое развитие и состав триасовых отложений, не содержащих грубообломочного материала. По мнению Б. А. Петрушевского (1955), Урало-Сибирская эпигерцинская платформа в триасе была устойчиво, но слабо приподнята, значительно выровнена, в ней не наблюдалось ни энергичного смыва, ни накопления мощных осадков, причем основное выравнивание произошло уже в конце палеозоя.

В это время Урал был ниже, чем в конце пермского периода. Но все же он и в триасе оставался главной областью сноса обломочного материала, отлагавшегося в восточной части Русской платформы. Здесь накапливались красноцветные и пестроцветные отложения, сносившиеся со Среднего и Южного Урала. По-видимому, в триасе западная окраина всей Уральской горной области была все же достаточно приподнята по отношению к Русской платформе, и основной снос с нее направлялся именно на запад. Но и у восточного подножия современной горной полосы Урала имеются обломочные породы триасового возраста, указывающие на снос с достаточно ясно выраженных в рельефе возвышенностей. Это грубообломочные песчаники и конгломераты, подстилающие угленосные толщи верхнего триаса или рэт-лейаса на восточном склоне Северного Урала.

Однако прослойки песчаников и конгломератов характерны для самого основания угленосной толщи и для подугленосных пластов, в которых угли исчезают. Отложение же углей происходило уже в несколько иных условиях рельефа. Область современной восточной увалистой полосы Северного Урала и прилегающей к ней части Западно-Сибирской низменности представляли тогда, вероятно, почти равнину с меридионально вытянутыми широкими депрессиями и плоскими водоразделами. В депрессиях находились широкие речные долины, озерные бассейны и происходило отложение углей в озерно-болотных и аллювиально-пойменных условиях. Современная область горной полосы Северного Урала была, вероятно, зоной низкогорного рельефа с сохранившимися участками более высоких возвышенностей в центральных и западных частях в местах развития более крепких пород.

По мнению многих исследователей, это и было время образования в области выровненных пространств «сверхмощной» коры выветривания. Оно относится к самому концу триаса, или рэт-лейасу.

В юрском периоде обширная морская трансгрессия охватывает Западно-Сибирскую низменность. Море доходит в эпоху мальма до восточного склона Урала и частью заливают его. Опускание и морская трансгрессия наблюдаются и в области современной Печорской низменности. Центральная часть Урала остается все же областью относительного поднятия между этими областями погружения.

Довольно широко распространено мнение о том, что в юрском периоде на Урале проявилась киммерийская фаза складчатости, с которой было связано омоложение рельефа. Говорится о роли мезозойских дислокаций в современной морфологии и структуре Урала. Это мнение основано на развитии дислокаций в мезозойских слоях восточного склона Урала. Хорошо известен грабен, в котором залегают челябинские угленосные отложения. Амплитуда ограничивающих его надвигов измеряется километрами, по простиранию они прослеживаются на десятки и сотни километров. В мезозойских отложениях, выполняющих грабен, наблюдается много второстепенных надвигов и складок. Эти интенсивные дислокации мезозойских слоев прослеживаются и

в других грабенах далее к северу. Однако, несмотря на их интенсивность и большую амплитуду надвигов, нельзя говорить о проявлении на Урале «киммерийской фазы» складчатости и о влиянии ее на рельеф всего Уральского хребта.

Прежде всего эти дислокации связаны с прогибами, приуроченными к глубинным разломам, которые проходят по восточной окраине увалистой полосы. Б. А. Петрушевский (1955) резко подчеркивает самостоятельность и своеобразие «приразломных прогибов». Образование этих дислокаций вызвано не общими, а местными причинами.

Достаточно большой фактический материал, полученный в результате разведки полезных ископаемых в мезо-кайнозойских отложениях восточного склона Урала, ясно свидетельствует о затухании по направлению к западу дислокаций «древнекиммерийской фазы» по мере удаления от зоны глубинных разломов. И. И. Горский (1948) совершенно правильно указывает, что «быстрое ослабление интенсивности древнекиммерийских движений к западу дает основание считать, что участие их в создании структуры западных зон Урала или совсем не имеет места или, в крайнем случае, ничтожно».

Наконец, нельзя предполагать, что такие грабены, как Челябинский и другие, были в свое время четко выражены в рельефе. Образование их происходило постепенно, осадки накапливались одновременно с формированием впадин, до известной степени компенсируя опускание. Кроме того, они развивались длительно в результате повторных подвижек.

Для выяснения общего характера рельефа Северного Урала в юрском периоде большое значение имеют находки морских верхнеюрских отложений на высоких гипсометрических уровнях. В 1945 г. Н. В. Павловой были обнаружены в бассейне р. Северной Сосьвы на абсолютной высоте 500 м морские отложения нижнего портланда (А. А. Колоколов, 1947 г.). По данным А. А. Колоколова, начало верхнеюрской трансгрессии относится к нижнему киммериджу, а эпохой наибольшего распространения моря был нижнепортландский век. Отложения этого возраста, встреченные в среднегорной полосе, относятся к неритовой и частью литоральной зоне. Это говорит о том, что в верхнеюрскую эпоху широкая полоса восточного склона Урала была выровнена и покрыта морем. Контраста высот между поверхностью Западно-Сибирской низменности, восточной увалистой полосы и возвышенностями среднегорной полосы, достигающими теперь 500 м абсолютной высоты, тогда не существовало.

Другим интересным фактом является наличие на восточном склоне Северного Урала толщи конгломератов до 50 м мощности в отложениях нижнего портланда. Выходы конгломератов встречены М. В. Питровским (1934 г.) и А. А. Колоколовым в бассейне р. Северной Сосьвы на р. Лепле.

А. А. Колоколов (1947 г.) отмечает, что в бассейне р. Ляпина встречены в различных пунктах валуны тех же конгломератов. Слагающие их гальки состоят из жильного кварца и метаморфических кварцитов, подобных тем, которые широко развиты теперь в наиболее возвышенной части Приполярного Урала. Пород низкогорной и увалистой полос в составе гальки не встречено. По-видимому, поднимавшиеся над уровнем моря вершины находились в области современной центральной части Приполярного Урала, там, где расположены вершины, превосходящие 500 м абсолютной высоты. Учитывая разрушение этих вершин с того времени, можно думать, что тогда это была область средневысотных гор, высота которых над уровнем моря соответствовала его современной средней абсолютной высоте.

Отсутствие следов юрских морских отложений на западном склоне Урала на тех же гипсометрических отметках, на которых они обнаружены на восточном, можно объяснить или неравномерным опусканием хребта и более значительным погружением восточного склона, или тем, что подобные следы редки и случайны, и их еще не удалось обнаружить в западной среднегорной или увалистой полосе.

В начале нижнемеловой эпохи в Восточном Зауралье сохраняется морской бассейн. Он покрывал, по-видимому, только окраину увалистой полосы и в дальнейшем отступил к востоку в связи с поднятием Урала. В начале мелового периода наблюдаются поднятия крупных антиклинальных структур Урало-Сибирской платформы и прогибания синклинальных структур (Б. А. Петрушевский, 1955). В это же время возобновляются дислокации в приразломных впадинах восточного склона Урала. Тогда возник сброс, к которому приурочен уступ, отделяющий современную увалистую полосу от Западно-Сибирской низменности. Высота его в современном рельефе не превышает нескольких десятков метров, но смещение фундамента 400 м.

Новейшие исследования показали, что этот сброс, получивший название Лозьвинского, неоднократно возобновлялся.

Возможно, что к этому же времени относится на западе возникновение сброса вдоль восточной окраины гряды Чернышева. Размах его очень большой, но в рельефе он, как и Лозьвинский, выражен слабо и формировался, по-видимому, длительно с неоднократными подвижками. Это точно установленный послепалеозойский сброс на западном склоне Урала, в области Предуральского прогиба. С ним связано и проявление мезозойского (?) вулканизма.

Данных для восстановления рельефа Урала в нижнемеловую эпоху пока нет. Можно предполагать, что в заложившейся тогда гидрографической сети долины главных рек, стекавших с приподнятого хребта, были поперечными. В эти реки широтного направления впадали меридиональные боковые притоки, разработавшие свои продольные долины в породах, легче поддающихся эрозии.

Верхнемеловая эпоха, как и верхнеюрская, была временем значительных погружений Западно-Сибирской и северной части Печорской низменности. На границе сантонского и кампанского веков море, наступающее с севера, заливаает восточный склон Урала и отлагает осадки, сохранившиеся в бассейне Северной Сосьвы и в районе Петропавловска. На западе оно покрывает Печорскую низменность и проникает в область увалистой полосы современного Полярного Урала.

С. Г. Боч предполагал, что Полярный Урал представлял в это время сильно пониженную и выровненную страну, покрытую морем; он допускает, что залиты были даже такие возвышенности современного рельефа, как водораздельная полоса перидотитовых массивов, и что их выровненная плоская вершинная поверхность могла возникнуть тогда как абразионно-денудационная равнина. До сих пор не приведено никаких конкретных данных, указывающих на распространение верхнемелового моря в центральные части горной полосы Полярного Урала. Крайняя восточная точка западного склона, в которой обнаружены в настоящее время верхнемеловые отложения, — среднее и нижнее течение р. Пальник-ю в бассейне р. Лемвы. Это область увалистой полосы. Осадки сантонского моря залегают здесь на высотных отметках 185—200 м.

В области увалистой полосы восточного склона верхнемеловые отложения встречены на расстоянии 8—10 км к западу от ее восточного края.

Они обнаружены в мезозойской депрессии нижнего течения р. Атюса в западных марсятских впадинах (водораздел Сосьвы и Вогулки) и представлены песчано-глинистыми осадками прибрежного типа.

По-видимому, Полярный Урал не переставал существовать в сантонское время как узкая полоса суши, разделявшая Сибирский и Печорский морские бассейны. Б. А. Петрушевский, рассматривая Урал как структурный элемент Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, указывает, что в течение мезозоя и кайнозоя он испытывал то относительное погружение, то воздымание, но всегда представлял барьер суши между морскими бассейнами Западной Сибири и Русской платформы. Пока нет оснований опровергать эту точку зрения.

В конце мелового периода происходят поднятия, в результате которых море отступает из области западного склона Полярного Урала.

В пределах Западно-Сибирской низменности и восточного склона сохраняется тенденция к погружению. После некоторых колебаний береговой линии развиваются морские трансгрессии датского века и палеогена. С отложениями датского яруса на восточном склоне Северного Урала связаны месторождения марганца, характерные для прибрежной части морских бассейнов, а на р. Лозьве встречены у окраины увалистой полосы континентальные осадки с растительными остатками.

Датско-палеогеновые морские отложения развиты в депрессиях увалистой полосы на абсолютных отметках 100—120 м. Отдельные участки морских осадков палеогена сохранились на высотных отметках более 200 м. Особенно интересны находки С. Н. Воейкова в бассейне р. Хальмер-ю, где им обнаружены в 1936 г. отложения, по-видимому, палеогенового возраста на высоте 450 м (А. А. Колоколов, 1947 г.). Они представлены зеленовато-серыми глинами, переходящими в основании в рыхлые песчаники с железистым цементом. В них обнаружен комплекс морских диатомей, характерных частью для верхнемеловых, частью для палеогеновых отложений. На основании литологического состава они отнесены были к палеогену. В олигоцене море, заливавшее в начале этого века Западно-Сибирскую низменность, отступает, и морские осадки, развитые в этой области, сменяются континентальными.

Поднятия становятся особенно значительными в неогене. Неоген — эпоха крупнейших тектонических движений для всей области Урало-Сибирских герцинид и Средней Азии. Они выразились в области Урало-Сибирской платформы обширными эпейрогеническими поднятиями, амплитуда которых была более значительной на Урале. В пределах территории, испытавшей эпейрогеническое воздымание, не были изменены при этом ранее существовавшие тектонические соотношения между более мелкими структурами. Можно отметить, что с общим эпейрогеническим поднятием Урала сопряжено возобновление сбросовых дислокаций в ослабленной зоне по восточной окраине увалистой полосы. В это время происходит образование различных разрывных дислокаций близ Лозьвенской пристани, у Полуночного месторождения и в районе Марсят, где бурение при детальной разведке обнаружило надвиг палеозойских отложений на третичные и наличие ступенчатых сбросов. Все эти дислокации приурочены к границе увалистой полосы с Западно-Сибирской низменностью и относятся к типу «приразломных». По направлению к западу третичные дислокации, так же как и мезозойские, сходят на нет. Пока нет фактических данных, подтверждающих предположение о том, что в неогене происходили большие блоковые смещения по линиям сбросов в области горной полосы

и западного склона Урала и что этими сбросами созданы контрасты рельефа, наблюдающиеся теперь в этой горной области (Боч и Краснов, 1951б; Наливкин, 1944а, б).

Поднятия неогенового возраста имели очень большое значение в формировании современного рельефа Урала.

Суммарная амплитуда кайнозойских поднятий достигает не менее 500—600 м в центральных частях горной полосы. С поднятиями связано оживление эрозии и окончательное формирование речной сети, в значительной степени унаследованной послеледниковыми реками.

На западном склоне Урала и в южных частях восточного, не захватывавшихся морскими трансгрессиями, речная сеть начала формироваться в мезозое. Главные реки, как было указано выше, имели, вероятно, уже в эпоху нижнемеловых поднятий консеквентные широтные долины.

С первым более значительным неогеновым поднятием связано омоложение рек горной полосы. Второе поднятие в конце плиоцена или в самом начале четвертичного периода вызвало углубление долин в пределах увалистых полос, образование каньонообразных участков и врезанных меандр в местах пересечения известняков, возникновение висячих притоков и т. д. С неогеновыми поднятиями связано образование пьедмонтных уступов восточной и западной увалистых полос и системы высоких речных террас.

Четвертичный период оставил яркий след в рельефе Северного Урала в виде характерных форм ледниковой эрозии, аккумуляции и перигляциального выветривания. Для восстановления истории четвертичных оледенений и выяснения стратиграфии четвертичных отложений наибольшее значение имеют отложения ледниковой эпохи, развитые преимущественно в Печорской и Западно-Сибирской низменности и частью в области увалистых полос. Созданные деятельностью ледников формы рельефа как экзарационные, так и аккумулятивные, сравнительно недолговечны и дают более ясное представление только о последних оледенениях.

На основании фактического материала, собранного в настоящее время, можно говорить о трех плейстоценовых покровных оледенениях Северного Урала и о двух долинных оледенениях в голоцене.

Некоторые исследователи Полярного Урала предполагают, что в четвертичном периоде происходили значительные эпейрогенические воздымания Урала.

Крайние представители этой точки зрения утверждают даже, что в конце третичного периода Уральский хребет не был выражен в рельефе, и на месте его расстилалась равнина. Вся современная орография его создана якобы четвертичными тектоническими движениями.

С этой точкой зрения никак нельзя согласиться. Этому противоречит вся история тектонического развития Урало-Сибирской эпигерцинской платформы в неогене. Для этой области особенно характерны неогеновые эпейрогенические поднятия, отчетливо проявляющиеся на Среднем и Южном Урале, так же как и на Северном. Представление о развитии равнины на месте Урала в течение всего третичного периода опровергается строением речных долин, в которых развит комплекс высоких террас третичного возраста и низких четвертичных террас. Доледениковый возраст долин, а следовательно, и возвышенностей, в которые они врезаны, доказывается отложенными на дне их моренами покровных оледенений и тем, что они были использованы горными ледниками в эпохи или фазы долинных оледенений.

Кроме того, на западном склоне Урала нет никаких указаний на местные поднятия антиклинальных структур, на крупные смещения по

дизъюнктивным дислокациям. Прежде всего нигде не отмечены изломы или изгибы третичных или четвертичных террас в долинах рек, текущих вкрест простирания слоев, что несомненно имело бы место при проявлении новейших дислокаций или местных поднятий.

Отмечаются согласованность четвертичных террас с современным падением рек и уменьшение глубины четвертичного вреза от низовьев к верховьям. Это свидетельствует об общем равномерном поднятии относительно базиса эрозии. Поднятия не были более значительными в горной полосе и сохранялись прежние соотношения, о чем говорит возрастание абсолютной высоты третичных и четвертичных террас к верховьям наряду с уменьшением их относительной высоты.

Восточный склон отличается от западного большей подвижностью: 1) более значительными опусканиями, отмеченными морскими трансгрессиями; 2) дислокациями, представленными преимущественно сбросами и крутыми надвигами. Как можно было видеть из приведенных выше описаний, это преимущественно «приразломные» дислокации, приуроченные к зоне большого глубинного разлома и затухающие к западу. Формирование их растягивалось на значительные промежутки времени и нет никаких оснований предполагать, что с дислокациями этого типа связаны резкие контрасты высот и уступы, наблюдающиеся в области горной полосы и на границе ее с увалистой. Эти контрасты обусловлены по большей части литологическими причинами. Конкретных указаний на существование молодых четвертичных сбросов или грабенов в горной полосе или в западной увалистой полосе Северного Урала нет. Возраст последних дислокаций в области приразломных сбросов восточного склона плиоценовый.

Изложенные выше представления о происхождении современного рельефа Урала и его развитии с конца палеозоя несомненно должны быть проверены и дополнены дальнейшими исследованиями, целенаправленным сбором фактического материала и его объективной оценкой. Необходимы поиски и дальнейшее изучение морских и континентальных отложений мезозойского и третичного возраста в горной и увалистой полосах. Это даст возможность определить возраст пенепленизированных поверхностей различных уровней и выяснить спорный вопрос об их разновозрастности или одновозрастности. В частности, необходимо изучить типы коры выветривания, обнаруженной в настоящее время во многих точках в области горной полосы.

Совершенно необходимо детальное изучение и картирование речных террас и составление их продольных профилей. Это самый надежный и точный метод выявления дифференцированных мезо-кайнозойских тектонических движений и восстановления истории речной сети. Не менее важно для выделения поверхностей выравнивания составление совмещенных гипсометрических профилей через хребет. В настоящее время проведены аэрофотосъемки всего Северного Урала.

Важнейшая очередная задача геоморфологов — подробные геоморфологический и тектонический анализы аэрофотоснимков.

ВВЕДЕНИЕ

Особенности геологического строения и структурного плана северной части Русской платформы и Урало-Тиманской области, составляющих территорию Европейского Севера, определились различием тех геологических процессов, которые эти области претерпели в ходе их тектонического развития.

В доордовикский этап развития в области Тимана, Печорской депрессии, Урала и Пай-Хоя господствовал общий геосинклинальный режим. Обширная внутренняя зона геосинклинали, захватывающая Урал, располагалась к востоку от Печорской гряды; Тиман и Печорская депрессия представляли внешнюю зону этой геосинклинальной области, которая отделялась от внутренней зоны полосой предполагаемых, по геофизическим данным, глубоких разрывов и крупных интрузий основных и ультраосновных пород. С проявлением первых фаз байкальской складчатости и образованием основных структур Тимана наметились две различные части Урало-Тиманской области: западная, Тимано-Печорская, превращающаяся в эпибайкальскую платформу (со сланцевым фундаментом), причленившуюся к Русской платформе, и восточная, Уральская, в которой сохранился геосинклинальный режим. Общее северо-западное простирание древнебайкальской складчатости Тимана определилось простиранием древней (карельской?) Русской платформы, в краевой части которой, по-видимому, возникла предгорная впадина.

В ордовике, среднем и верхнем палеозое в пределах современной горной полосы Урала и восточной части ее западного склона располагалась внешняя зона геосинклинали. Так же как и в древней позднепротерозойской — позднедокембрийской геосинклинальной области, внешняя зона отделялась от внутренней полосой глубинных разломов, с которыми связан пояс мощных габбро-гипербазитовых интрузий. К внутренней зоне, или подвижному поясу геосинклинали, относилась область Зеленокаменного синклинория восточного склона Урала. Она представляет только небольшую часть значительно более широкого пояса, образующего опущенный фундамент Западно-Сибирской эпигерцинской платформы. По западной окраине внешней зоны Уральской складчатой области протягивается предгорный прогиб, начало формирования которого некоторые геологи относят ко времени поздней фазы байкальского тектогенеза. В эпоху герцинского орогенеза передовой прогиб продвигается к западу, захватывая более широкую полосу эпибайкальской платформы, в пределах которой до конца карбона отлагались осадки платформенного типа. Переход этой зоны в область краевого прогиба отмечен мощными отложениями нижнепермских пород типа флиша и верхнепермских молласов. В пределах наиболее мобильного участка краевого прогиба — области Печорского угленосного бассейна — пермские отложения достигают исключительной мощности. Начиная с кунгурского века здесь отлагаются угленосные толщи.

К концу герцинского орогенического цикла завершается развитие Уральской геосинклинали. Она причленяется в качестве молодой эпигерцинской платформы к эпибайкальской платформе Тимана.

Вся история тектонических движений и целиком зависящее от них формирование осадочных формаций как в геосинклинальных, так и в платформенных и переходных областях на севере, еще очень слабо изучена. Нет никаких данных по целому ряду кардинальных вопросов, касающихся сочленения основных структур древней Русской платформы и Тимана, структуры и характера фундамента Печорской депрессии, развития структур герцинского тектогенеза и др. Эти вопросы и целый ряд других нерешенных проблем, требующих дальнейшего изучения структур, представляющих собой огромные территории закрытых областей (Мезенской впадины и Печорской депрессии), не позволяяют в настоящем очерке рассматривать историю геологического развития всего Европейского Севера в целом. По этим соображениям, она и освещается в двух разделах, один из которых посвящен северной части Русской платформы, другой — Урало-Тиманской области.

СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Контурь древних структур Севера Русской платформы. Геологическая история северной части Русской платформы, тесно связанная с обрамляющими ее структурами восточного склона Балтийского щита и Канино-Тиманского складчатого сооружения, в некоторые этапы своего развития имела несколько иные, своеобразные условия, отличающие ее от центральных частей Русской платформы. Для конкретных суждений об этих условиях имеется еще очень мало данных, поскольку древние образования вскрыты на Севере единичными, далеко отстоящими друг от друга скважинами. Тем не менее и на основании этого далеко недостаточного материала намечались некоторые контурь древнейших тектонических структур, которые предопределили весь исторический ход осадконакопления, начиная с позднекембрийского времени. Основными структурными элементами с самого раннего времени здесь являлись: на западе — восточный склон Балтийского щита с областями карелид, которые вместе со спаянными в среднем протерозое массивами архея в верхнем протерозое составляли обширную платформу, являющуюся областью сноса. В пологих синклинальных структурах северо-западного простирания этой приподнятой области (южной и восточной окраин Балтийского щита) откладывались терригенные образования иотнийской серии, представленные кварцито-песчаниками, алевролитами и песчано-глинистыми сланцами. Их седиментация, по-видимому, происходила в условиях мелководных бассейнов, возможно, частично в речных дельтах, на что указывает характер пород этой серии и их текстурные особенности (Галдобина, 1958).

По мнению А. А. Полканова, к этому времени эпохи готландия — иотния относится заложение большой субширотной флексуры, идущей вдоль южной окраины Балтийского щита, которая обособила область Балтийского щита от остальной части Русской (иотнийской) платформы, позднее перекрытой отложениями палеозоя.

На востоке в верхнепротерозойское — раннепалеозойское время в области Канино-Тиманского складчатого сооружения располагалась внешняя зона Уральской геосинклинальной области. На Тимане с этим этапом связано образование мощных сланцевых толщ и последующие процессы их метаморфизма и смятия в интенсивные складки, сопровождающиеся и проявлениями интрузивной деятельности.

Между рассмотренными структурами Балтийского щита и Тимана в центральной части описываемой территории располагалась обширная структура погружения, являвшаяся продолжением Московской сине-

клизы. Структурные контуры этой части древней синеклизы остаются еще неясными из-за отсутствия на крайнем севере и северо-востоке скважин глубокого бурения, а также полного отсутствия буровых данных по условиям залегания в ее пределах кристаллического фундамента. По новейшим данным геофизических исследований (главным образом аэромагнитной съемки), предполагается, что в строении фундамента этой части Русской платформы основная роль принадлежит карельской складчатости, которая спаяла древние крупные и мелкие архейские массивы (Свекофеннийский, Украинско-Воронежский, Северо-Двинский, Волго-Уральский и др.).

Границы распространения карелид фундамента на востоке хорошо отбиваются региональным минимумом магнитного поля, которым характеризуется вся область развития метаморфических сланцев Тимана и вся западная часть Печорской синеклизы. В области сочленения Тимана и карельской складчатости фундамента фиксируется глубинный Предтима́нский разлом, поверхностным отражением которого являются надвиги, ограничивающие с юго-запада выступы метаморфических сланцев Тимана и Полюдова Камня (Гафаров, 1961). Предтима́нский разлом разграничивает области с платформенным режимом осадконакопления (Север Русской платформы) и геосинклинальным (Тиман), который существовал здесь в байкальскую фазу тектогенеза. Глубоким бурением породы древнейшего кристаллического комплекса вскрыты всего в нескольких точках западной окраины площади распространения палеозоя, близкой к выходам на поверхность архея беломорской серии и вулканитов протерозоя Ветреного пояса. О глубинах погружения их к востоку в каледонское время очень схематично можно судить по изменениям мощностей нижнего палеозоя и подстилающих его древних терригенных толщ (далеко не везде полностью вскрытых), а об его современном гипсометрическом положении — по увеличению мощностей всего осадочного чехла. На северо-западном склоне Московской синеклизы архейские породы кристаллического фундамента в с. Нёноксе вскрыты на абсолютной отметке 612 м. В Архангельске они имеют несколько приподнятое положение по сравнению с Нёноксой (абсолютная отметка 511 м), а к востоку, в с. Усть-Пинега, вновь погружаются до абсолютной отметки 811 м.

К югу от Архангельска, на ст. Обозерская, плагиомикроклиновые гнейсо-граниты и биотитовые гнейсы архея вскрыты на глубине 534,7 м, а на ст. Коноша метаморфизованные породы протерозоя погребенного склона структуры Ветреного пояса — на абсолютной отметке 781,7 м. К западу от Коноши разведочным бурением было установлено распространение основных эффузивов Ветреного пояса под палеозойскими образованиями на абсолютных отметках от 0 до 195 м, которые имеют сложный погребенный рельеф с амплитудой колебаний от 0 до 200 м. К югу от Коноши в районе г. Вологды фундамент глубоко погружается, и мощность палеозойской толщи (неполностью пройденной) увеличивается по сравнению с Коношей на 1250 м. Этот район принадлежит уже к центральной осевой зоне Московской синеклизы, которая, продолжаясь на восток и северо-восток, определяется большими мощностями палеозоя в опорных скважинах Шарьинской, Котласской и Яренской. Наиболее глубокое положение фундамента в верхнем протерозое и нижнем палеозое, по-видимому, было в Котласе, где мощность древних, неполностью пройденных, доордовикских толщ достигает наибольшей (из известной на севере) мощности в 1370 м. Восточнее, в районе Яренска, вскрытая часть отложений этого возраста уменьшается по сравнению с Котласом за счет отсутствия в разрезе образований конца нижнекембрийского времени (балтийской серии), что связано с изме-

нением общих контуров кембрийского бассейна, вызванных колебательными движениями широкого масштаба.

К юго-западу от Котласа, в Шарьинском разрезе, вскрытая мощность древних доордовикских толщ значительно меньше, чем в северных скважинах (около 415 м), но кровля их в настоящее время погружена почти на 900 м глубже, чем в Котласе. Таким образом, если в позднем докембрии и нижнем палеозое район Шарьи и занимал относительно приподнятое положение, то в последующие этапы геологического времени этот же район являлся областью погружения. По расчетам мощностей современное положение фундамента здесь близко к глубинам его в г. Котласе — около 2800 м.

Северо-восточный склон древней синеклизы намечается более высоким положением фундамента в Опарино и Котельниче. В Опарино, где отсутствуют позднекембрийские отложения, вскрытые в Котласе и Яренске, а мощность нижнего кембрия сокращена до 250 м, биотитовые гнейсы архея залегают на абсолютной отметке 2000 м. В Котельниче кровля архейских мигматитов находится на абсолютной отметке 1767 м, при этом на них лежат нижнешигровские песчаники франского яруса, а все более древние образования палеозоя отсутствуют в разрезе.

Как видно из приведенных весьма ограниченных данных глубокого и опорного бурения, фактов для восстановления характера древнейшей структуры рассматриваемой части Русской платформы и истории ее формирования еще очень мало. Достаточно сказать, что во всей области, расположенной к северу от ломаной линии, идущей через точки глубоких скважин Архангельск — Усть-Пинега — Котлас — Яренск до побережья Белого моря, имеется лишь одна глубокая скважина (829 м), доведенная всего до основания карбона.

Основные структурно-морфологические элементы поверхности фундамента рассматриваемой территории, намечающиеся по редким скважинам глубокого бурения, как показала региональная аэромагнитная съемка, осложняются рядом поднятий, впадин и прогибов (Гафаров, 1961). Так, по восточному склону Балтийского щита в юго-восточном направлении намечается несколько погребенных выступов, разделяющихся прогибами северо-западного простирания. Одним из таких выступов является Онего-Вагский, расположенный на продолжении Ветреного пояса; к северо-востоку от него прослеживается Онего-Двинский прогиб, в пределах которого отложения нижнего кембрия достигают значительной мощности. В нижнем течении р. Северной Двины и вдоль побережья Белого моря намечаются выступы фундамента: Архангельский и Беломорско-Кулойский. Основная отрицательная структура Русской платформы — Московская синеклиза — прослеживается в северо-восточном направлении от г. Вологды до среднего течения р. Мезени, где она сливается с Предтима́нским прогибом. Северо-западный склон синеклизы осложняется структурой Сухонского вала. Другой, юго-восточный борт синеклизы определяется крупными сводовыми поднятиями — Котельническим и Опаринским.

К востоку от Опаринского свода фиксируется Кажимский желобообразный прогиб с глубоко погруженным фундаментом, что подтверждается мощным развитием древних позднекембрийских терригенных осадков, обнаруженных здесь бурением. На севере Кажимский прогиб сливается с глубоко прогибом Юго-Западного и Западного Притиманья, прослеживаемым на значительном расстоянии от Полюдова камня до побережья Чешской губы. Предтима́нский прогиб представляет собой вытянутую зону глубокого погружения, формирование которой, по-видимому, продолжалось и после завершения геосинкли-

нального цикла развития Тимана, на что указывают более значительные мощности палеозоя и большая полнота его стратиграфических разрезов, чем в районах, расположенных к западу от прогиба. Этими, по существу весьма ограниченными данными, исчерпываются все наши познания о контурах древних структур Севера Русской платформы, которые оказали влияние на весь последующий ход исторического развития и процессов осадконакопления. Центральное положение среди этих структур, как видно, на Севере Русской платформы занимает север-восточная часть обширной Московской синеклизы, которая являлась основным аккумулятором нормальных осадочных пород начиная с позднедокембрийского (синийского, рифейского) времени до последних этапов мезозойской эры. Источниками сноса служили развивавшиеся положительные формы древнего рельефа восточного склона Балтийского щита, а также и сводовые поднятия, входящие в зону северного склона Волго-Уральской антеклизы.

Позднедокембрийский этап. Наиболее древнему этапу накопления нормальных осадочных образований на Севере (так же как и на всей Русской платформе) отвечает время отложения немых красноцветных толщ сердобской серии, залегающих непосредственно на породах кристаллического фундамента. Они выполняют наиболее глубоко погруженные части древних впадин и узких желобообразных прогибов (например, Кажимский), в которые сносились продукты дифференцированной коры выветривания с сопредельных с ними приподнятых блоков кристаллического фундамента. Наиболее мощная (333 м) и хорошо изученная толща красноцветных песчаников этого возраста известна по разрезу Нёнокской скважины (Нёнокская свита), где стратиграфическое положение ее контролируется налеганием гдовских слоев валдайской серии. Отложения, аналогичные нёнокским песчаникам, имеют распространение также в Котласском и Яренском районах. Вскрытая здесь верхняя часть их имеет, однако, условную границу с отложениями валдайской серии. Самой значительной мощности аналогичные образования достигают в Кажимском прогибе. В разрезе опорной скважины этого района они выделяются в интервале 2083—2683 м.

В Нёнокском разрезе сердобскую серию (нёнокскую свиту) слагают желтовато- и красновато-оранжевые мелкозернистые песчаники с прослоями розовато-белых и серовато-фиолетовых более грубозернистых песчаников. В средней части серии содержатся серовато-фиолетовые гравелиты с мелкой кварцевой галькой. По минералогическому составу эти песчаники существенно кварцевые и лишь в самой нижней части серии в них имеются измененные полевые шпаты. Цемент в песчаниках железистый, железисто-каолиновый и кварцевый регенерационный. В Котласском и особенно Яренском разрезах отложения, синхроничные сердобской серии, также представлены желтовато-розовыми песчаниками и фиолетово-серыми гравелитами с подчиненными прослоями фиолетово-красных алевролитов. Цементом в песчаниках также служат кварц, каолинит и окислы железа.

Детальное литологическое изучение отложений древних толщ Севера приводит к выводу о том, что они имеют континентальное происхождение и отлагались в условиях дельт и речных потоков. Основанием для такого суждения служит прежде всего характер косой слоистости, преобладающе кварцевый состав песчаников и их красноцветная окраска, отсутствие карбонатных пород, а также наличие таких сингенетических минералов, как каолинит, гидроокислы железа, кварц регенерации и др. Судя по обломочным минералам, встречающимся в составе песчаников, материнскими породами в области сноса были породы гранитного ряда и в гораздо меньшей степени метаморфические. Не

исключена возможность также, что большая, верхняя половина нёнокских песчаников, в которых отсутствуют полевые шпаты, присущие терской свите иотния, а минеральные зерна имеют прекрасную окатанность, указывающую на длительный перенос и переотложение, формировалась за счет размыва иотнийских кварцито-песчаников, имевших в то время более широкое распространение. В восточных разрезах (Котласе и Яренске) весьма интересным является присутствие в гравелитовых прослоях описываемой толщи мелкой гальки кварцитов и обломков метаморфических сланцев, которые указывают на то, что в это время областью сноса служили и поднятия, связанные с протерозойскими структурами Тимана (Зоричева и Питковская, 1956 г.).

Данных по абсолютному возрасту сердобской серии северных районов не имеется. Для ее стратиграфических аналогов, известных в центральных районах Русской платформы и Белоруссии, абсолютный возраст по глаукониту определяется 732—753 млн. лет. Это скорее всего указывает на ее позднедокембрийский возраст (Н. И. Полевая, Г. А. Казаков, Г. А. Мурина, 1960).

Раннепалеозойский этап. Следующий за сердобским раннепалеозойский этап осадконакопления охватил всю область Севера Русской платформы, о чем говорит широкое распространение и большая мощность отложений валдайской серии. Между образованием сердобской и валдайской серий существовал перерыв, который хорошо выражен в Нёнокском разрезе. Первая половина периода осадконакопления от позднего докембрия до ордовика связана с обширным крупным бассейном, захватившим всю область Русской платформы и несомненно имевшим связь с Урало-Тиманской геосинклинальной областью. В стратиграфических разрезах, соответствующих этому времени, на всей платформе хорошо выделяется ряд циклов, отражающих определенный режим водного бассейна и специфические особенности отдельных районов его распространения. Крупные самостоятельные циклы, получившие название валдайской и балтийской серий, в северных районах Русской платформы (как указывалось в главе «Стратиграфия») не имеют той четкой стратиграфической границы по палеонтологическим остаткам или следам региональных размывов, как это местами констатировано на северо-западе платформы. Эта особенность северных разрезов, отражающая определенную преемственность бассейнов осадконакопления валдайского и балтийского времени, послужила одной из причин причисления валдайской серии к кембрийской, а не синийской системе.

Начало валдайской трансгрессии на Севере выразилось отложениями гдовских гравелито-песчаниковых слоев с базальным конгломератом в основании, содержащим гальку кварца, полевого шпата и песчаников подстилающей древней толщи. Особенно хорошо этот горизонт определяется в краевых, прибрежных зонах Валдайского бассейна и трудно отделим от ламинаритовых слоев в его центральных частях, где существенную роль в составе горизонта приобретают глины. В связи с этим несомненно правильнее гдовский горизонт рассматривать не как самостоятельную стратиграфическую единицу, а как фацию ламинаритовых слоев, на что в свое время указывала Е. П. Брунс (Брунс, 1958).

Следующим членом валдайской серии является мощная толща аргиллитоподобных глин (ламинаритовых слоев), так удивительно выдерживающихся на всем пространстве Русской платформы. На Севере эти глины, как и везде, имеют темную, в основном серовато-зеленую окраску с редкими красновато-коричневыми пачками, тонкую горизонтальную и ленточную слоистость. Такие признаки, как микрослоистость, создающаяся переслаиванием тончайших алевролитовых и гли-

нистых прослоек, наличие в породах сингенетичных минералов — глауконита, пирита, кальцита и сидерита, монтмориллонитизация хлоприта и пепловых обломков, выдержанность состава пород на больших расстояниях и значительная мощность толщи ляминаритового горизонта, указывают на отложение ее в морской среде. Полное отсутствие фауны в этой толще, однако, не дает основания считать Валдайский морской бассейн нормальным, а ленточная слоистость глин, возможно, даже указывает на его ледниковое происхождение (Соколов, 1960).

Весьма интересным моментом в валдайское время является констатация следов вулканической деятельности, выраженных в виде прослоек чистых монтмориллонитовых глин и алевролитов с обломками туфогенного материала, заключенных в аргиллитах ляминаритовых слоев. Они могут рассматриваться как продукт переотложения пеплового материала, широко разнотившегося морскими водами по всему Северу. Пространственное положение вулканических центров, из которых мог поступать этот материал, трудно себе представить. Если описанные туфогенные прослои не связаны с образованием известных на Севере (на Онежском полуострове, близ с. Нёноксы) туфов щелочных базальтов, которые могли образоваться и в промежуток времени между отложением нёнокской (сердобской) толщи и гдовских песчаников, то остается предположить, что они являются отзвуком вулканической деятельности, проявлявшейся в валдайское время на Тимане.

Связь платформенных фаций валдайской серии с геосинклинальными фациями Тимана вполне вероятно, если принять во внимание очень большое сходство сильно уплотняющихся с запада на восток аргиллитов ляминаритового горизонта со слабометаморфизованными сланцами Юго-Западного Притиманья, сохраняющими и тип микрослоистости первых. В этом же направлении идет и значительное увеличение мощности валдайской серии.

Среднепалеозойский этап. Отсутствие четкой границы на Севере между отложениями валдайской и балтийской серий дает весьма ограниченные возможности судить о тех изменениях в палеогеографической обстановке, которые последовали вслед за валдайской эпохой. Прежде всего, установленное сокращение площади развития балтийской серии по сравнению с валдайской и появление в ее составе преимущественно красноцветных алевролитовых пород с волноприбойными знаками говорят за значительное сокращение в это время морского нижнекембрийского бассейна и его обмеление. Красноцветные фации балтийской серии отражают и своеобразные черты их формирования, определяющиеся структурным положением районов их распространения и приуроченностью к краевым зонам бассейна. Несомненно также, что длительные периоды перерывов осадконакопления, когда область выходов на поверхность нижнего кембрия оставалась сушей, существенным образом изменили первичный облик отложений этого возраста, превратив их местами в своеобразную красноцветную кору выветривания. Первый, самый длительный континентальный перерыв наступил с конца кембрия, когда весь Север Русской платформы был вовлечен в крупные тектонические движения восходящего порядка. На протяжении всего ордовика, силура, нижнего и среднего девона здесь господствовала суша, и лишь юго-запад территории (в районе Вологды) испытывал временные погружения, сопряженные с погружением всей южной части Балтийского щита. В эту часть Московской синеклизы море проникало в ижорское, ордовикское и живетское время. Живетская трансгрессия заходила далее на восток до Котельничского выступа, но на север она распространилась незначительно, на что указывает отсутствие этих отложений в Коноше, Котласе и Опарино.

В верхнедевонское время области среднедевонского прогиба Московской синеклизы значительно расширились, следствием чего явилось более широкое распространение франской трансгрессии, захватившей южную часть рассматриваемой территории и, вероятно, область Притиманского прогиба. Наиболее глубоко погруженной частью рассматриваемой территории в верхнем девоне оставался район Вологды, где в непрерывном мощном разрезе в 540 м отражается весь ход морских трансгрессий, которые могли проникать и далее на север.

Из весьма немногочисленных разрезов скважин можно сделать заключение, что дифференцированные опускания тех или иных районов Севера более интенсивно развивались лишь в первой половине верхнедевонского времени. Об этом говорит постепенное выклинивание к северу морских карбонатных пачек франского яруса, их замещение терригенными породами, общее уменьшение мощности отложений этого возраста и выклинивание фаменских отложений, наблюдающиеся по профилю разрезов скважин Вологда — Коноша — Нядома — Обозерская. К северу от последнего пункта, в области Архангельского структурного выступа, девонские отложения вообще отсутствуют. Подобное распределение фаций верхнего девона можно проследить с юга на север и по восточному профилю скважин Котельнич — Опарино — Котлас. В районе Котельнича, где верхний девон имеет мощность 453 м, франский ярус представлен морскими фациями. В фамене здесь была лагуна, в которой откладывались доломиты и ангидриты. По направлению к северу, в Опарино, мощности девона сильно сокращаются (до 257 м) за счет отсутствия здесь верхней части франского яруса и всего фаменского. Франский ярус в этом районе еще представлен морскими фациями, но далее к северу, в районе Котласа, они замещаются терригенными прибрежно-континентальными отложениями мощностью 130 м, которые датируются только растительными остатками и единичными находками чешуи рыб. К северо-востоку от этого разреза, в районе Яренска, отложения девона отсутствуют. Далее на восток, в районе Аныба, вновь появляются морские фации франского яруса (167 м) и фаменские отложения (35 м), близкие по типу к южнотиманским.

Сходство Котельничского разреза с Южно-Тиманским, на которое указывает Д. В. Наливкин, дает основание считать, что все эти районы имели в девонское время непосредственную связь между собой, но к северу и северо-востоку от Котласа, по-видимому, существовали относительно приподнятые участки суши, которые не покрывались девонским морем. Как велики были эти области поднятий на территории между современным течением р. Северной Двины и побережьем Белого моря, неизвестно. На этой территории нет ни одной глубокой скважины, по которой можно было бы судить о распространении или отсутствии здесь девона. Судя по большим глубинам залегания фундамента и большим мощностям осадочного покрова, фиксируемым геофизикой в закрытых частях этой области, девонское море могло проникать и сюда, но со стороны Притиманского прогиба и северной части Тимана.

Как видно, распределение фаций и мощностей девона на Севере отражает более сложную и своеобразную историю развития этой части Русской платформы, чем это было в центральных и западных ее районах. Уже в конце франского века здесь намечается тенденция к движению восходящего порядка. Последние, постепенно развиваясь в фамене, к началу нижнекаменноугольного времени превращают весь Север в континент. Континентальный перерыв длится в течение всего турнейского века и начала визейского. Медленно развиваются зоны опусканий вдоль юго-восточного склона Балтийского щита и в Притиманье, куда

морская трансгрессия проникает только в окское время. На западе откладываются пестрые по фациальному составу отложения в сложной обстановке краевой части моря, в которую вдается структура Ветреного пояса и его расчлененный подземный выступ, преграждающие путь к проникновению морских вод далее на север. У подножия этого выступа, во впадинах рельефа прибрежной зоны, формируются песчано-глинистая толща и налегающая на нее бокситовая толща глин, обогащенных каолиновыми и бокситовыми минералами, образовавшимися за счет перетотложения продуктов коры выветривания; последняя сменяется песчано-глинистыми отложениями, содержащими прослойки железо-бобовых руд (Левандо, 1957 г.). На северном склоне Ветреного пояса в это время отлагаются прибрежно-континентальные красноцветные образования с конгломератами в основании, содержащими гальку базальта и диабазы. К востоку гальки этих пород постепенно исчезают из разрезов. Возможно, что континентальные красноцветные фаши нижнего карбона имеют широкое развитие и далее на север от Ветреного пояса, опоясывая приподнятый участок суши Архангельского выступа. Вопрос этот, однако, остается в области предположений, так как требует специального бурения стратиграфических скважин и детального изучения их разрезов. К востоку от бассейна р. Онеги прибрежно-континентальные отложения нижнего карбона мощностью от 60 до 40 м распространяются до среднего течения р. Северной Двины и Сухоны, но в районе Котласа, Яренска и Кажима нижний карбон полностью отсутствует.

Морские карбонатные фаши нижнего карбона появляются восточнее указанных пунктов, в Притиманском прогибе, где они имеют значительно большую мощность (163 м), чем в бассейне р. Онеги, хотя в их стратиграфическом разрезе, так же как и там, отсутствуют низы визейского и верхи намюрского ярусом.

Залегание нижнего карбона в некоторых районах непосредственно на нижнем кембрии, с одной стороны, и отсутствие его в некоторых разрезах, с другой, указывает на то, что в нижнекаменноугольное время положительные структуры второго порядка приобрели гораздо большее значение, чем в девоне. Развивавшаяся с конца намюра тенденция к положительным формам движений привела почти весь Север к континентальному перерыву, длившемуся на западе и в центральных его районах до середины московского века, а на востоке до конца намюрского и самого начала башкирского времени (Бархатова, 1958).

Верхнепалеозойский этап. Новое погружение территории Севера начинается в среднекаменноугольную эпоху. Оно захватывает сначала восточные районы, затем распространяется на всю рассматриваемую область. Такая последовательность наступания морских трансгрессий хорошо отражается распределением мощностей среднего карбона, убывающих с востока на запад от 267 м до 100—50 м. В этом же направлении идет и последовательное выклинивание нижних стратиграфических горизонтов.

Устойчивый морской режим в северной части Русской платформы устанавливается повсеместно только с середины московского века. Он сохраняется в течение всей верхнекаменноугольной эпохи и изменяется лишь к концу ее, когда море начинает сокращаться. Фауна приобретает угнетенный характер, и среди карбонатных пород преобладающее значение получают доломиты.

Наметившаяся в конце карбона тенденция к поднятиям продолжает развиваться в течение всей нижней перми, превращая постепенно морской бассейн в обширную лагуну с неодинаковыми условиями засоления. Смена одного режима другим в вертикальном разрезе выра-

жается увеличением мощности и количества прослоев и пачек гипса и ангидрита, чередующихся с доломитами.

Наиболее значительные мощности нижнепермской толщи, выделенной на Севере в верхнекулойскую свиту, соответствующую суммарно сакмарскому, артинскому и кунгурскому ярусам, приурочены к участкам наибольшего прогибания, в которых происходило и отложение каменной соли. Такая зона нижнепермского бассейна, в которой лагунный режим сохранялся наиболее длительное время, располагалась в центральной части рассматриваемой территории, главным образом в зоне позднее образовавшегося Сухонского вала. Здесь верхнекулойская свита имеет мощности в краевой части лагуны 210—255 м, а в ее центральной части увеличивается за счет появления соленосной толщи до 319—323 м.

В восточной зоне временами, по-видимому, лагуна опреснялась и создавались более нормальные условия. Это отражается в разрезах (Яренск) появлением прослоев песчаников среди доломитов и фауны пелеципод и гастропод.

По всему Западному и Юго-Западному Притиманью в нижнепермское время существовали те же условия (что и в остальных районах) слабой связи с нормальным морским бассейном.

Совсем иную обстановку отражает разрез нижней перми западного склона Северного Тимана. Здесь богатая и разнообразная фауна дает четкое стратиграфическое деление и позволяет проследить все этапы ее развития в нормальных морских условиях с карбона до конца нижней перми.

В конце нижнепермской эпохи в сильно сокращенную лагуну начинает сноситься пресными водами с окружающих возвышенностей терригенный материал, который фиксируется в галогенных породах верхней части верхнекулойской свиты в виде прослоев, вкрапленников и др.

На рубеже нижней и верхней перми усилившиеся тектонические движения в области Урала и Тимана вызвали еще более интенсивный снос терригенного материала и его широкое отложение в виде континентальных осадков красноцветной уфимской (на севере вихтовской) свиты. Направление сноса с востока хорошо подтверждается уменьшением мощности уфимских (вихтовских) отложений с востока на запад и постепенным исчезновением прослоев полимиктовых песчаников в том же направлении. Наибольшие мощности характеризуют область Юго-Западного Притиманья (примерно 200 м). На остальной, большей части территории они колеблются незначительно (от 55 до 65 м), достигая только в Яренске 85 м. Резкое уменьшение красноцветов происходит на структурных поднятиях (например, Сухонском валу до 9—17 м); это объясняется тем, что некоторые структуры второго порядка были выражены в рельефе еще в конце нижнепермского времени. Терригенные отложения вихтовской свиты формировались в мелких солонатоводных бассейнах, в которых только местами могла развиваться фауна остракод и пелеципод. Они нивелировали слабо расчлененный равнинный рельеф, в условиях которого откладывались очень сходные по типу пород отложения. Весьма возможно, что в промежуток, соответствующий времени отложения соликамской свиты, на Севере существовала кратковременная связь с морем в Притиманском прогибе, чем можно объяснить появление среди красноцветов прослоев известняка с морской фауной в Большепорожском разрезе и мергелей с атирисами в Мезенском районе.

К началу казанского времени вся Русская платформа представляла собой низменную сушу. Трансгрессия казанского моря, наступившая с севера, в первые этапы проникла и заполнила пониженные уча-

стки суши (плоские заболоченные депрессии и солоноватоводные и пресные лагуны). Этот момент хорошо запечатлен в бассейнах рек Мезени и Кулоя образованиями ивагорской фации (Я. Д. Зеккель, 1938), которая представлена тонкослоистыми глинами и мергелями с остатками прекрасно сохранившихся насекомых и угнетенной фауны. Отложения этой фации в разрезе имеют постепенный переход к вихтовским красноцветным алевролитам. Совсем другой характер контакта казанских отложений с последними наблюдается на выступах доказанского рельефа, которые были перекрыты водами казанского моря позднее. В основании карбонатных отложений этой фации залегает слой песчанистого известняка с гальками подстилающих алевролитов и глин вихтовской свиты.

Казанское море, ограниченное с востока возвышенностями Тимана, а с запада приподнятыми блоками восточного склона Балтийского щита (Архангельский и Беломорский выступы), на самом севере приняло форму узкого и довольно глубокого желоба, расширяющегося к югу и переходящего в обширный эпиконтинентальный бассейн центральной части Русской платформы.

Изменение характера отложений открытого морского бассейна нижеказанского времени хорошо прослеживается с севера на юг и с запада на восток. На севере, в бассейнах рек Мезени, Кулоя и Пинеги, где морской бассейн имел непосредственную связь с океаном, почти весь разрез представлен карбонатными отложениями и лишь частично известковыми глинами, содержащими самую богатую и разнообразную из всех районов Севера фауну. Конец нижеказанского времени здесь ознаменовался развитием рифовых фаций. К югу в среднем течении р. Северной Двины разрез отражает более мелководные условия. В низах нижеказанского подъяруса здесь появляются песчаники, алевролиты и алевролитистые известняки, и разрез заметно обедняется фауной. На Сухонском валу подобного рода песчаники приобретают большую мощность (22 м), но там появляются подстилающие их известняки и мергели со спириферами, что указывает на большую стратиграфическую полноту Сухонского разреза по сравнению с Северо-Двинским.

К северо-востоку от Сухонского вала, в районе Котлас — Коряжма развиты в основном карбонатные фации, которые постепенно к востоку переходят сначала в терригенно-карбонатные (Яренск), а затем почти целиком в терригенные (бассейн р. Выми).

Терригенные фации характеризуют области, примыкающие к западному и юго-западному склону Тимана. Здесь преимущественное развитие получают песчаники и темно-серые глины, которым подчинены прослои аргиллитов и известняков. Содержащаяся в них по преимуществу пелециподовая фауна однообразна и носит угнетенный характер, свойственный опресненным водам прибрежных фаций. Особенно интересным здесь в отношении характеристики фациальных условий является вклинивание в бассейне р. Выми красноцветных отложений в типично морскую толщу. К востоку от среднего течения р. Выми, в районе Синдорской структуры, мощность этих красноцветных образований значительно увеличивается, в связи с чем увеличивается и общая мощность казанского яруса до 200 м.

Как видно из приведенного краткого обзора фациальных изменений нижеказанских отложений, в различных районах Севера Русской платформы в этот период казанский эпиконтинентальный морской бассейн получает значительный привнос алевроитового и песчаного материала, который вызван стоком пресных вод с окаймляющих его участков суши. Особенно много материала приносилось в восточную при-

брежнюю зону с Тимана, где значительное опреснение вод вызвало ненормальные условия для развития морской фауны. Последующий цикл отложений верхнеказанского моря отражает условия сокращающегося бассейна. Почти повсюду он выражен сначала карбонатными образованиями (известняками и мергелями), а затем завершающими их отложениями лагун — доломитами и гипсами. Состав фауны в верхнеказанское время существенно меняется по сравнению с фауной морского бассейна нижнеказанского времени. Из брахиопод совсем исчезает род спирифер и значительное развитие получают *Athyris* и *Dielasma*, наиболее приспособляющиеся к изменению морского режима.

Это постепенное осолонение бассейна с переходом карбонатных пород с морской фауной в немые загипсованные доломиты и гипсы очень хорошо прослеживается в западных разрезах. Доломиты и гипсы достигают в наиболее длительно существовавших лагунах (бассейн р. Сухоны) значительной мощности.

Начавшийся в конце казанского времени процесс воздымания северной части Русской платформы нарушает связь ее с океаном и превращает казанское море в лагуну. После перерыва в осадконакоплении, наступившего вслед за регрессией казанского моря, на Севере, вероятно, существовал бассейн, условия которого были близки к морским. На такую обстановку при образовании нижеустьинской свиты татарского яруса указывает почти повсеместное развитие в ее основании пачки тонко переслаивающихся доломитов и доломитизированных алевролитов с волноприбойными знаками, а также иногда значительной огипсованности пород. В этом отношении интересны также: определенная закономерность изменения песчаного состава пород нижеустьинской свиты на песчано-карбонатный, прослеживающаяся с запада на восток; находки сине-зеленых водорослей (строматолитов и онколитов), трубчатых червеобразных конкреций (следы жизнедеятельности червей) и единичных фораминифер. В нижеустьинское время, так же как и в уфимское, по-видимому, происходит все нарастающее опреснение осолоненных лагун. Широко растекающиеся по равнине потоки несут с запада массы песчаного красноцветного материала, из которого формируется песчано-алевролитовая часть отложений западных фаций, которые характеризуются и наибольшими мощностями.

Западные фации нижеустьинской свиты на самом севере представлены известковистыми алевролитами небольшой (до 30—50 м) мощности. К югу наряду с алевролитами появляются розовато-желтые и оранжевые тонкозернистые пески, уплотненные до слабых песчаников, сначала в виде линзовидно залегающих пластов среди алевролитов (на р. Пинеге), затем более мощных горизонтов (на р. Северной Двине). Основное развитие песков приурочено к наиболее глубоко погруженной части синеклизы и значительно ограничивалось зоной поднятий Сухонского вала, где после образования этой структуры нижеустьинская свита была значительно размыта. Характер слоистости песчаных отложений, находки окремнелой древесины и развитие червеобразных трубчатых конкреций в песках — все это может рассматриваться как пляжевые и прибрежные образования нижеустьинского бассейна, в котором более глубоководные отложения (с карбонатными породами) откладывались в восточных районах. Маломощные прослои карбонатных пород впервые появляются в районе Котласа — Коряжмы в мощной нижней пачке кирпично-красных (с серыми более известковыми прослоями) алевролитов и песчаников нижеустьинской свиты, за счет которой здесь увеличивается и общая мощность свиты до 227 м. Восточнее (в Яренском и Сереговском районах) нижняя, коряжемская, пачка сохраняется в разрезах, но вышележащая толща песков и пес-

чаников замещается переслаиванием алевролитов и мергелей с подчиненными прослоями известняков, а в верхней части — аргиллитов, известковистой глины и доломита. Мощности здесь соответственно сокращаются до 140—90—60 м.

Мощные песчано-алевролитовые образования нижнеустынского времени получили самое широкое распространение в татарское время на всей Русской платформе. Они нивелировали (местами с размывом) неровности рельефа казанского времени, превратив всю область Русской платформы в равнину. В следующее, сухонское время слабые колебательные движения положительного знака сократили области накопления осадков. Этот период принято связывать с развитием обширных мелководных, хорошо прогреваемых солнцем, озерных бассейнов, в которых могли образоваться светлоокрашенные доломитизированные мергели, доломиты и аргиллиты (с незначительными прослоями алевролитов) с характерной тонкогоризонтальной и ленточной слоистостью озерного типа. Эта фация характеризует центральные районы рассматриваемой территории, которые были наиболее удалены от областей сноса. Судя по значительной доломитизации пород, нередко их окремнению и огипсованности, находкам пневдоморфов по кристаллам каменной соли и другим признакам, этот тип отложений образовался в озерном бассейне с затрудненным стоком вод, в котором, однако, смогла существовать пресноводная фауна остракод, пелеципод и рыб.

В краевых зонах распространения сухонской свиты и, возможно, на более возвышенных участках равнины татарского времени формировались иные, красноцветные фации этой свиты. Они характеризуют районы бассейнов Пинеги и Мезени, а на востоке район р. Яренги. В первом случае сухонская свита представлена чередованием коричнево-красных и темно-красных глинисто-алевритовых и доломитизированных мергелей и глинисто-известковистых алевролитов. На востоке близость к области сноса Тимана хорошо отражается появлением прослоев песчаника, конкреционных доломитов и конгломератовидных мергелей. Мощность свиты, увеличивающаяся к востоку, колеблется от 50 до 99 м. Наступивший вслед за сухонским временем перерыв, хорошо выраженный в Горьковском Поволжье глубоким размывом уржумских плитняков (Фениксова, 1952), на Севере почти нигде не наблюдается. В верхнетатарское время на Севере получили широкое развитие красноцветные песчано-глинистые отложения северодвинской свиты. Для них особенно характерно развитие малых и больших линз полимиктовых, крупнозернистых песков и песчаников, содержащих конгломератовидные прослои с галькой мергеля, кремня и кварца. Эти линзы, встречающиеся в разрезах главным образом в южной и юго-восточной частях описываемой территории, рассматриваются большинством геологов как следы стекавших с Урала временных потоков, распространившихся далеко по обширной Северо-Двинской равнине. Эти потоки впадали в мелководные недолговременные водоемы или кончались сухими дельтами, что так хорошо прослеживается по изменениям характера разрезов в бассейнах рек Сухоны и Северной Двины, где можно видеть и врезанные речные русла и пестрые фациальные переходы одних пород в другие, свойственные дельтовым отложениям. Здесь же (в линзах) захоронена и самая богатая на Русской платформе фауна позвоночных, совершенно определенно характеризующая время образования северодвинской (сарминской) свиты.

Фации аналогов северодвинской свиты самых северных районов плохо изучены, однако вполне очевидно, что они существенно отличаются от вышеописанных. Если белощельская свита бассейна р. Мезени синхронична северодвинской, то здесь имеют развитие светлоокрашен-

ные породы (голубовато- и зеленовато-серой окраски) с прослоями доломитизированных известняков, которые указывают на другие условия водной аккумуляции, чем в районе Сухонского вала (т. е. отложение в более спокойном бассейне). Очень интересный тип конгломератовидных глинистых пород наблюдается в аналогах северодвинской свиты бассейна р. Выми (с включением многочисленной мелкой галечки глини). Этот тип пород отражает размыв в северодвинское время более древних красноцветных отложений Тимана, снос и переотложение размытого материала в юго-западных районах Притиманья.

Мезозойский этап. В конце татарского века сформировались основные структуры Севера Русской платформы: Сухонский вал, Солигаличская структура и Сереговский купол, на крыльях которых залегают северодвинская свита, а по периферии распространены отложения нижнего триаса. К этому времени относятся и крупные региональные движения в области восточного склона Балтийского щита, на Тимане и Урале, вызвавшие перестройку структурного плана северных областей и смещение осевой зоны пермского прогиба в Московской синеклизе к востоку. Сюда, во вновь формирующиеся впадины, сносится (главным образом с Урала) грубообломочный песчано-галечный материал, из которого образуется нижняя конгломерато-песчаная толща ветлужской серии. По направлению к западу хорошо прослеживается изменение размера гальки и мощности конгломератовых прослоев в этой части серии. Весьма интересно отметить неоднократное повторение привноса кластического материала, вызывавшееся тектоническими движениями в области сноса. Оно хорошо наблюдается в наиболее мощных разрезах нижнего триаса Московской синеклизы (в районах Яренска и с. Кажима), достигающих 160—180 м мощности. Южнее этих районов, в бассейнах рек Кобры и Федоровки, прослеживается циклическое строение нижнетриасовых отложений с остатками фауны позвоночных и остракод в породах выделенных циклов. Нижнетриасовое время заканчивается образованием однообразных часто неструктурных глин с известковыми конкрециями и железистыми пленками, формирование которых, по-видимому, происходило в остаточных пресноводных заболочивавшихся водоемах, но в условиях окислительной среды. За время перерыва от нижнего триаса до наступления келловейской трансгрессии в подобного рода водоемах местами образовывались отложения, богатые сидеритом.

Наметившиеся в конце нижнего триаса восходящие движения получили широкое развитие на Русской платформе и привели к перерыву в осадконакоплении, длившемуся вплоть до середины юрского периода. К этому времени относится окончательное формирование на севере структуры Сухонского вала и, вероятно, ряда мелких поднятий бассейна р. Северной Двины. Весьма возможно, что отзвуком среднеюрской (батской) морской трансгрессии, на юге заходившей в Сурско-Ветлужский прогиб, а на севере проникавшей в бассейн р. Печоры, является образование песчано-глинистой континентальной толщи, широко распространенной в бассейнах рек Сысолы, Локчима, Яренги и на Вашско-Пинежском водоразделе.

Последовавшее в келловее опускание почти всей Русской платформы вызвало трансгрессию моря в восточные районы рассматриваемой территории, где образовалась обширная впадина северо-западного направления. Общий характер келловейских отложений свидетельствует об относительно небольшой глубине моря, проникшего на Север. При этом оно отличалось незначительным движением воды и обилием застойных участков сероводородного заражения в придонных впадинах неровного дна.

Наиболее резкие колебательные движения в верхнеюрское время на Севере отмечаются раннеоксфордской регрессией, значительным расширением моря в среднем оксфорде и начале кимериджа и резким сокращением его в верхнем кимеридже, приведшем к перерыву в отложении осадков (бассейн р. Сысолы). Нижняя волжская трансгрессия, так же как и келловейская, оставила на севере наиболее четко выраженные отложения, представленные глинисто-сланцевой и глинисто-мергелевой толщами (мощностью до 30 м) с большим количеством фауны ауцелл и аммонитов. В. И. Бодылевский отмечает весьма интересный факт отсутствия в разрезах отложений прибрежных фаций. На этом основании он считает, «что береговая линия нижневолжского моря лежала вне пределов ныне известной области распространения нижневолжских осадков и что Тиманский кряж был покрыт нижневолжским морем, а не выступал в виде острова...». Большой практический интерес в отложениях нижнего волжского яруса представляет фация горючих сланцев, особенно широко развитая в бассейне р. Сысолы, где создались условия, благоприятные для накопления органического вещества.

По данным В. И. Бодылевского, северное юрское море имело непосредственную связь с обширным бореальным (холодноводным) арктическим бассейном, на что указывает общий характер фауны (отсутствие характерных для теплого моря групп животных, массовое развитие ауцелл и др.) и преобладание терригенных осадков.

В верхний волжский век наступил перерыв, после которого образование осадков возобновилось в начале валанжинского века, когда море проникло в бассейны рек Сысолы и Ижмы. С этим моментом связано образование в Сысольском районе фосфоритового конгломерата, указывающего на неустойчивость режима нижнемелового моря и колебания его уровня.

О продолжении существования здесь нижнемелового моря в готериве и барреме нет никаких конкретных данных. В последующее время мелового периода вся территория Севера оставалась сушей. В течение следующих эпох третичной системы здесь также могли развиваться только процессы денудации, в результате которых часть осадочных образований палеозоя и мезозоя была уничтожена, в особенности там, где образовались русла древних рек, позднее выполненных мощными ледниковыми осадками четвертичного периода.

Мировое похолодание климата, начавшееся еще в нижнем плицене, привело в четвертичном периоде к образованию мощных ледниковых покровов, наступавших на Русскую платформу из трех центров оледенения: скандинавского, новоземельского и уральского.

Ледниковые эпохи сменялись межледниковыми с климатом, близким к современному. В эти периоды развивалась древесная растительность, образовывались торфяники; усиленное таяние льдов способствовало наступлению морских трансгрессий и образованию широко развитых континентальных, озерных и озерно-аллювиальных отложений. Самые древние образования ледникового времени, по мнению С. А. Яковлева, на Севере сохранились лишь от среднечетвертичного межледниковья. К ним он относит континентальные и озерные отложения с растительными остатками, развитые по р. Вычегде.

Наступившее после межледниковья в среднечетвертичное время оледенение является самым мощным для всей Европейской равнины. Ледники в этот период наступали из трех центров оледенения, образуя один сплошной ледяной щит — Скандинаво-Новоземельско-Уральский. На севере это ледниковье оставило самую мощную нижнюю морену, на западе — содержащую валуны карельских и кольских пород, в восточ-

ных и юго-восточных районах — валуны с Новой Земли, п-ова Канин, Тимана и Северного Урала. Для определения контактовой зоны морен этого оледенения данных пока еще недостаточно, но резкое различие в составе валунов и общего облика средней новоземельской и средней скандинавской морен близ городов Котельнича и Кирова дает основание считать этот район одним из пунктов стыка скандинавского и новоземельского ледников этого времени.

Отложения среднечетвертичного новоземельского ледника, представленные мореной и флювиогляциальными образованиями, хорошо наблюдаются по р. Вычегде от г. Котласа до с. Усть-Кулом, а далее на востоке они распространяются до Уральских гор. Среднечетвертичная морена скандинавского ледника на западе, по-видимому, была уничтожена последующими новочетвертичными скандинавскими оледенениями, а местами, возможно, перекрыта их моренами, от которых она трудно отличима. Наступившая за среднечетвертичным временем новочетвертичная эпоха характеризуется уменьшением ледниковых покровов, сильной деградацией новоземельских льдов и разрастанием скандинавского ледникового покрова. Наибольшего развития скандинавский ледник достиг во время первого (московского) оледенения. Край его достигал водораздела рек Летки, Великой и Моломы, затем проходил через верхнее течение р. Сысолы и севернее, вдоль Южного Тимана, к устью р. Цильмы и Средней Печоре. К северу от широтного поворота р. Печоры скандинавский ледник сливался с новоземельским, имевшим в новочетвертичное время незначительное развитие. В широко распространенной морене этого времени обычно встречаются валуны нефелинового сиенита.

Следы существовавшей между средним и новым четвертичным оледенениями межледниковой эпохи можно наблюдать по р. Вычегде, где между двумя горизонтами морен залегают континентальные и морские отложения, содержащие пыльцу вяза, липы, лещины и дуба, а также раковины морских моллюсков. Морские отложения указанного разреза С. А. Яковлев относит к первой новоледниковой (северной) трансгрессии, более ранней, чем известная на Севере бореальная трансгрессия.

Отложения бореальной трансгрессии, залегающие на р. Пезе и в нижнем течении р. Северной Двины между двумя горизонтами скандинавских морен, знаменуют собой второе новомежледниковье, которое некоторыми авторами сопоставляется с рисс-вюрмским Западной Европы, другими называется днепровско-валдайским (Герасимов и Марков, 1939), днепровско-московским (Соколов, 1946) или микулинским (Москвитин, 1952). На севере, вблизи океана, эта трансгрессия проникала в глубь страны на 200—250 км. Второе наступление скандинавского ледника (вюрмского) в новочетвертичное время было менее значительным, чем первое, и покрыло меньшую территорию. Точные границы его на Севере еще не установлены и фиксируются широким развитием зандровых полей в бассейне р. Мезени и конечноморенного ландшафта на р. Кыме.

Отложения третьего нового межледниковья и третьего нового оледенения, хорошо прослеживающиеся в Валдайской гряде, на Севере выражены онежской трансгрессией (которую С. А. Яковлев помещает выше бореальной) и мощными конечноморенными образованиями (Кендозеро-Ундозеро-Бирючевские пороги).

Последний этап ледниковой эпохи, который С. А. Яковлевым выделяется в четвертое новомежледниковье и ледниковье, оставил незначительные следы своей деятельности.

Сильно сокращенный ледник этого времени заходил на территорию Севера лишь в виде двух языков, вдававшихся в Двинский и Онеж-

ский заливы, по берегам которых он оставил хорошо выраженные конечноморенные образования.

С четвертым новомежледниковьем С. А. Яковлев связывает мгинскую морскую трансгрессию. О времени и характере этих отложений, однако, нет единого мнения. Последние данные детальных съемок и бурения скважин скорее противоречат, чем подтверждают взгляды С. А. Яковлева на такое высокое стратиграфическое положение мгинской межледниковой толщи.

Отступление последнего ледника вызвало последнюю, позднеледниковую (беломорскую) трансгрессию, распространившуюся узким проливом до Онежского озера и Балтики.

Послеледниковое время, начавшееся потеплением климата, характеризуется широким развитием континентальных отложений (аллювиальных, озерных, эоловых и торфяниковых). В прибрежной полосе Белого моря и его заливов образуются морские террасы. С четвертичным периодом связаны мощные эпейрогенические движения, которые были вызваны значительной нагрузкой континента ледниками при их наступании и последующим изменением при их таянии и отступании.

ТИМАН, ПЕЧОРСКАЯ ДЕПРЕССИЯ, УРАЛ И ПАЙ-ХОЯ

Степень геологической изученности Печорского края, Пай-Хоя и Тимана позволяет рассматривать геологическую историю их развития по этапам. Этапы эти следующие:

- 1) доордовикский;
- 2) ордовикский и среднепалеозойский;
- 3) верхнепалеозойский;
- 4) мезо-кайнозойский.

Для каждого из этих этапов свойственны свои специфические комплексы осадочных и изверженных пород и полезных ископаемых. Им свойственны также свои палеогеографические ландшафты и закономерности распространения фаций. В целом каждый из этих этапов отвечает определенной стадии геотектонического формирования северных районов Приуралья и сопредельных с ним областей. Что же касается структурных ярусов, то их выделение требует дальнейших детальных геологических исследований.

Выше в очерках тектоники, стратиграфии, магматизма и металлогении были приведены различные точки зрения на возраст древнейших пород, выступающих в горной полосе Урала, в центральной части Пай-Хоя и на Тимане, и были указаны существующие в настоящее время мнения в отношении определения возраста интрузий и связи их с определенными фазами тектогенеза. Можно было убедиться в существовании больших разногласий по всем этим вопросам.

Критический разбор различных точек зрения, высказанных разными исследователями по всем этим вопросам, приводится в соответствующих главах данного тома. В очерке тектоники для древних метаморфических толщ Урала, Пай-Хоя и Тимана принимается схема стратиграфии, разработанная К. А. Львовым, по которой выделяются протерозойские, кембрийские и ордовикские толщи. В отношении возраста интрузий Урала учитываются новейшие данные, полученные в результате работ экспедиций, проводивших свои исследования под руководством Н. А. Сирина (Сирин и др., 1938, 1949, 1955). В соответствии с этим граниты Ляпинского края, Харбейского антиклинория и Лонгот-Юганского поднятия рассматриваются как доордовикские, однако не исключается возможность нахождения среди них и массивов более молодого

возраста. Крупные массивы гипербазитов, приуроченные к восточному крылу Центрального антиклинория, рассматриваются как массивы каледонского перидотитового пояса Урала. Основные и кислые интрузии и связанные с ними гипербазиты подвижного пояса геосинклинали в подавляющем своем большинстве сопоставляются с интрузиями платиноносной габбро-перидотитовой формации Нижне-Тагильского синклинория.

Доордовикский этап. В свете новейших данных в докембрии в области Тимана, Печорской депрессии, Урала и Пай-Хоя существовали геосинклинальные условия. Здесь накапливались мощные толщи осадков, представленные теперь метаморфическими сланцами, составляющими нижние структурные ярусы этих областей и не везде выступающими на поверхность.

Тиманская геосинклиналь граничила на западе с уже консолидированной эпикарельской частью Русской платформы, а на востоке — с лабильной областью Уральской геосинклинали.

Обломочный материал поступал со стороны платформы за счет разрушения более древних, архейских гранитов и гнейсов. Об этом говорит минеральный состав кристаллических сланцев Тимана и эпигранитовая природа слагающих их кластических минералов (кварц, полевые шпаты, цирконы, слюды). До силура тектонические движения на Тимане проявились дважды. Первая фаза отмечена слабым несогласием между первой и второй свитами кристаллических сланцев, вторая — несогласием между интенсивно смятыми кристаллическими сланцами и силурийскими отложениями. Эта последняя фаза тектогенеза окончательно превратила Тиманскую геосинклиналь в платформу и воздвигла на месте этой геосинклинали горную систему «тиманид». Она выделена Н. С. Шатским как наиболее поздняя складчатая система протерозоя.

По-видимому, именно в эту эпоху крупных тектонических движений и интенсивного смятия произошло внедрение всех гранитоидов в толщу сланцев. Интрузивные породы этой фазы складчатости выступают на поверхность на Северном Тимане и представлены гранитами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами; они прорываются дайками девонских диабазов и габбро-диабазов. Кроме того, наличие глубинных гранитных интрузий отмечено на Среднем и Южном Тимане ярко выраженными явлениями контактного метаморфизма, в частности гранитизацией сланцев.

Изучение метаморфических сланцев Тимана показывает, что эти породы подверглись однотипным процессам первоначального регионального метаморфизма и последующего воздействия гранитной магмы (Сердюченко, 1947). Гидротермальные и пневматолитические агенты глубинного магматического очага вызвали широкое развитие явления гранитизации сланцев. Кроме того, сланцы подверглись и динамометаморфизму, который проявился до эпохи интрузий, сопровождал магматический цикл и частью связан с более поздними проявлениями герцинского диастрофизма, например милонитизации гранитных пород на Северном Тимане.

Гранитизация сланцев наиболее сильно выражена по линии, простирающейся от Бармина мыса и Тиманского Камня к рекам Цильме и Чути и от пос. Водного к р. Крутой. Эта линия, разделенная на кулисообразно расположенные отрезки и соответствующая области наиболее сильного проявления магматической деятельности, была выделена Д. П. Сердюченко как «магматическая ось Тимана».

Первоначальный региональный термо- и динамометаморфизм кристаллических сланцев Тимана, по Д. П. Сердюченко, связан был с общим отдаленным влиянием глубинных магм в условиях тектониче-

ских движений, в частности сжатия, сопровождавшегося повышением температуры и активизацией внутрипоровых и капиллярных растворов. Эти процессы привели к образованию слюдястых кварцитов, известково-сланцево-кварцевых, гранат-сланцево-графитовых, кварц-андалузитовых и других сланцев. Динамометаморфизм наиболее ярко проявился в местах наибольшего погружения и бокового сжатия. На эти процессы наложилось контактно-пневматолитическое воздействие гранитных интрузий. Оно сопровождалось выносом в сланцы большого количества материала из гранитной магмы, перемещениями химических компонентов самих сланцев и явлениями регрессивного метаморфизма. Последние создали ассоциацию минералов эпизоны взамен мезозоны и даже катазоны (Д. П. Сердюченко, 1947). Принимая во внимание эти явления регрессивного метаморфизма и то, что внедрявшиеся гранитные массы остановились на разных уровнях и что не везде одинаково проявлялся термо- и динамометаморфизм, невозможно проводить возрастное расчленение метаморфических сланцев Тимана по степени их метаморфизации. Одновозрастные породы могли получить различный петрографический облик, а породы, далекие по возрасту, могли дать очень сходные метаморфические сланцы¹.

В практическом отношении геосинклинальный доордовикский этап развития Тимана интересен прежде всего тем, что метаморфические сланцы и залегающие в них гранитные интрузии являются источником радиоактивности трещинных вод, заключенных в этих породах.

Граниты Тимана в петрографическом и геохимическом отношении близки к нефелиновым сиенитам.

С гидротермами этих интрузий связано выделение кварца, кальцита, серицита, сопровождающихся пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. В жилах установлено наличие олова, молибдена, ванадия, вольфрама, кобальта, мышьяка.

Месторождений, однако, пока не встречено. Интерес представляет коренное и россыпное золото, известное в бассейне р. Цильмы, в верховьях р. Мезени, по р. Печорской Пижме.

По-видимому, в области Печорской депрессии (Урало-Тиманской депрессии, в понимании Н. Н. Тихоновича) условия накопления осадков и тектонические движения в протерозое были сходны с теми, которые наблюдаются на Тимане. Можно думать, что по мере удаления от окраины Русской платформы изменялся состав осадков и уменьшалась роль более крупнообломочного материала, поступавшего с запада. Область Урало-Тиманской депрессии в протерозое и начале палеозоя была частью Тиманской геосинклинали и в результате позднепротерозойской складчатости вошла в состав складчатой области тиманид. Тиманиды причленились к Русской платформе как новый платформенный элемент, представлявший в орографическом отношении горную страну, в тектоническом же — сравнительно лабильную плиту. В позднекембрийское время и в ордовике область тиманид была сушей, с которой сносился обломочный материал в расположенную на востоке Уральскую геосинклинали.

В области Полярного Урала в доордовикских толщах среди эффузивов преобладающая роль принадлежит плагиоклазовым и диабазовым порфирирам. В меньшей степени развиты альбитофиры, кварцевые порфиры. То же преобладание основных изверженных пород отмечается и для метаморфической толщи Приполярного и Северного Урала. Амфиболиты и зеленые сланцы в главной своей части возникли из диабазов,

¹ Однако эти взгляды Д. П. Сердюченко относительно регрессивного метаморфизма в кристаллических сланцах Тимана разделяются далеко не всеми геологами.

порфиристов, спилитов и их туфов. Значительно реже встречаются продукты метаморфизации кислых эффузивов. Это характерно для геосинклиналей в периоды их погружения, когда наблюдаются подводные излияния основных лав. Наличие кварцевых альбитофинов, наряду со спилитами, говорит о том, что вулканический очаг был дифференцирован.

Древнейшие образования в северных районах Урала, по К. А. Львову, представлены шатмагинским комплексом, который может быть сопоставлен с верхним южноуральским комплексом докембрия¹. Сравнительно глубокий метаморфизм не позволяет сделать достаточно обоснованных выводов об условиях образования этой свиты. Однако, несомненно, что среди отложений шатмагинского комплекса имеются как вулканогенные, так и осадочные морские породы. Время отложения шатмагинского комплекса, очевидно, сопровождалось продолжительным опусканием. По К. А. Львову, в конце докембрия оно завершилось складчатостью и поднятием всей Уральской области. По данным того же исследователя, докембрийская складчатость сопровождалась внедрением крупных гранитных интрузий, которые в своем подавляющем большинстве сейчас представляют собой гнейсы. Среди них широкое развитие имеют инъекционные гнейсы. Эти гранитные интрузии вызвали глубокие изменения вмещающих пород. Однако конкретного описания этих древнейших крупных интрузий пока никем не дано.

В процессе складкообразования и интрузивной деятельности в конце протерозоя породы были метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы. Последовавшее затем поднятие сопровождалось эрозией, которая местами достигла значительной глубины. Эти движения могли относиться к раннебайкальской фазе складчатости.

Дальнейшее опускание Уральской складчатой области сопровождалось трансгрессией, с которой начинается новый кембрийский седиментационный цикл.

Базальные терригенные отложения этого цикла К. А. Львовым выделяются в ошизскую свиту. Накопление осадков этой свиты, по-видимому, происходило в условиях еще не совсем выровненного рельефа. Об этом свидетельствует быстрое изменение литологического состава свиты. Погружение продолжалось и далее, так как выше по разрезу грубозернистые осадки ошизской свиты сменяются сначала сланцами пуйвинской свиты, а затем мраморами шокурьинской свиты. Морской бассейн расширяется, и в шокурьинское время поступление терригенного материала почти полностью прекращается. Терригенные отложения сменяются карбонатными. В восточных районах при почти полном отсутствии терригенного материала происходит излияние главным образом основных лав. На это указывают пачки зеленых сланцев, образовавшиеся за счет метаморфизма вулканогенных пород. Они по положению в разрезах синхроничны мраморам шокурьинской свиты.

В середине нижнего кембрия, по К. А. Львову, происходит значительное поднятие. Оно на некоторый промежуток времени прерывает процесс осадконакопления. Это заключение К. А. Львов делает на основании резкой смены карбонатных или вулканогенных пород шокурьинской свиты псаммито-псефитовыми породами низов хобейнской свиты. Кроме того, среди базальных слоев хобейнской свиты широкое распро-

¹ Вопрос о возрасте харбейского комплекса Полярного Урала еще окончательно не разрешен. Некоторые его относят к протерозою, другие считают возможным относить его к нижнему палеозою. Н. Н. Херасков относит к протерозою ходатинский комплекс и синхронизирует его с шатмагинским.

странение получают гравелиты и конгломераты с гальками подстилающих пород.

Отложения верхней толщи хобеинской свиты преимущественно представлены микрослоистыми глинисто-алевритовыми сланцами. На Урале обычно их принято называть «полосатиками». Эти сланцы «полосатики» образовались в сравнительно глубоководной и спокойной среде. Об этом свидетельствует значительная выдержанность их тонких нитевидных прослоев по простиранию. С этого же времени отмечается начало проявления вулканической деятельности. В верхних горизонтах хобеинской свиты широкое распространение получают вулканогенные породы. Среди них имеются миндалекаменные спилиты, указывающие на подводное излияние лав.

В заключительной стадии кембрийского (среднекембрийского?) цикла седиментации происходит накопление карбонатных и тонкозернистых терригенных осадков маньинской свиты. Среди карбонатных отложений маньинской свиты имеются водорослевые биогермные известняки, указывающие на сравнительно мелководные условия накопления. Во многих местах терригенные и карбонатные осадки замещаются мощной толщей кислых и основных вулканогенных пород. Этот кембрийский этап вулканической деятельности К. А. Львов рассматривает как начало очень длительного для Урала периода вулканической деятельности, который продолжался (при сравнительно кратковременных перерывах) до низов карбона включительно.

Маньинской свитой заканчивается кембрийский цикл седиментации. В кембрии происходит орогенические движения крупного масштаба, которые должны быть отнесены к более поздней фазе байкальской складчатости. Эта фаза отмечена несогласным залеганием ордовика на древних доордовикских кристаллических сланцах и местами их глубоким размывом. Складчатость сопровождалась интрузиями габбро, габбро-диабазов, гранитов и др.

Вопрос о более точном определении времени проявления этой фазы складчатости нельзя считать окончательно решенным, поскольку нет прямых палеонтологических доказательств возраста подстилающей ордовик метаморфической толщи. К решению этого вопроса можно подойти и иным путем — на основании изучения состава ордовикских пород и восстановления вероятных условий их отложения.

В главе об ордовике и в разделе тектоники, посвященном описанию структур Урала, указывалось, что тремадокские породы тельпосской свиты и ее аналогов должны были накапливаться по периферии достаточно высоко поднятой и энергично разрушавшейся горной страны, в которой эрозия обнажила гранитные интрузии и связанную с ними систему кварцевых жил. На это указывает состав тремадокских базальных конгломератов. К. Г. Войновский-Кригер приходит к заключению, что основная масса обломочного материала тельпосской свиты имела западное происхождение. С запада действительно могли поступать продукты разрушения возвышенностей, находившихся в пределах молодой рифейской платформы. Этот кластический материал отлагался преимущественно в западных частях Уральского бассейна, на востоке же находился другой источник сноса: возвышенности, возникшие в более позднюю фазу байкальской складчатости в пределах Уральской геосинклинали. На это указывает обильный обломочный материал восточного происхождения, встречающийся в базальных конгломератах тремадокской кластической толщи. Н. А. Сирин и В. В. Меннер отмечают присутствие крупных галек микроклин-пертитовых уральских гранитов в ордовикских конгломератах бассейнов рек Торговой и Старик-шор в Ляпинском крае и в районе Тельпос-Иза. В истоках рек Лимбек-ю и Болбан-ю

на Приполярном Урале М. В. Фишман обнаружил в составе тех же конгломератов многочисленные гальки местных пород метаморфической серии Уральского хребта.

В описании Уральского передового прогиба было указано, что характер покрывающей конгломераты обломочной тремадокской песчано-сланцевой толщи очень сходен с отложениями краевых прогибов. Предположение о формировании ее в условиях передового прогиба, возникшего в результате позднебайкальской складчатости, было высказано Н. С. Шатским (1946) и разделяется многими геологами. Но есть и возражения против этой точки зрения (Войновский-Кригер, 1948б).

Как бы мы ни оценивали геотектоническую обстановку накопления тремадокских отложений, время их образования не может быть отделено длительным перерывом от времени проявления тех горообразовательных процессов, которые смяли в складки подстилающие их слои и привели к возникновению орографически выраженных возвышенностей на месте Уральской геосинклинали.

Поднятие и разрушение этих возвышенностей должны были происходить одновременно. Всего естественнее поэтому отнести рассматриваемую фазу складчатости к концу кембрия. Трудно себе представить, чтобы этой тектонической фазе предшествовала длительная эпоха господства континентальных условий и чтобы не происходило предварительного прогибания и накопления осадков в Уральской геосинклинали.

Толща протерозойских и кембрийских (?) пород горной полосы Урала подверглась как общему региональному и дислокационному, так и контактному метаморфизму, обусловленному интрузиями байкальского времени и последующих горообразовательных фаз. Эти метаморфические породы образуют нижний ярус Уральской структуры. О составе их уже говорилось при описании тектоники горной полосы.

Позднебайкальская складчатость сопровождалась интрузиями основных и кислых пород. К этой фазе тектогенеза Н. А. Сирин, К. А. Львов и др. относят древние основные и ультраосновные интрузии западной половины горной полосы и интрузии микроклин-пертитовых гранитов Ляпинского края, Харбейского антиклинория и Лонгот-Юганского поднятия (Кожина, 1956). Досилурийский этап развития Уральской геосинклинали характеризуется образованием целого комплекса полезных ископаемых. Наибольший интерес представляют рудопроявления, связанные с интрузивными породами.

Древние основные интрузии Полярного Урала представлены сильно измененными дунитами, перидотитами, габбро, диоритами, кварцевыми диоритами и их жильной фацией — порфиритами и аплитами, часто превращенными в гнейсы. С этими породами древнего интрузивного цикла связаны рудопроявления железа, титана, никеля, меди магматического и гидротермального генезиса. Но первичная природа рудных выделений часто сильно замаскирована последующими метаморфическими процессами, игравшими значительную роль в миграции и концентрации рудных минералов. Промышленных рудных скоплений, связанных с этими интрузиями, на севере Урала пока не встречено.

Значительный интерес представляют рудопроявления, связанные с интрузиями микроклин-пертитовых гранитов и с их жильными фациями. Щелочной характер магмы этих интрузий и значительное содержание летучих компонентов обусловили большую активность по отношению к контактному изменению вмещающих пород. При внедрении магмы происходило выделение рудных флюидов, содержащих молибден, олово, медь и железо. Они дали концентрации рудных минералов в скарных зонах, особенно на контакте с мраморами и известковистыми сланцами метаморфических толщ. Примером могут служить

немурюганские магнетит-гранатовые скарновые залежи Полярного Урала, содержащие молибденит, халькопирит и касситерит.

Большая часть рудных флюидов шла с остаточными пегматитовыми расплавами. Например, в пегматитах горы Володя-Кеу, на Полярном Урале, кроме минералов, содержащих фтор и, в значительном количестве содержатся магнетит, гематит, халькопирит и пирротин.

Последняя фаза рудопроявлений, связанных с кристаллизацией микроклин-пертитовых гранитов, привела к образованию кварцевых рудных жил, которые обычно, кроме кварца, содержат кальцит, слюду, тремолит, турмалин, флюорит, реже гранат. Из рудных минералов в них встречаются пирротин, халькопирит, гематит, молибденит, самородная медь, борнит, галенит, иногда сфалерит. Золото содержится в небольшом количестве.

Из месторождений, связанных с интрузиями микроклин-пертитовых гранитов, можно указать на молибденовые месторождения Полярного Урала. В молибденоносных скарнах Немур-Югана химическим анализом установлено олово, в кварц-молибденитовых жилах — висмут. В Приполярном Урале, на р. Торговой, обнаружены кварцевые жилы с шеелитом, висмутином, касситеритом и молибденитом, т. е. с тем же типом редкометального оруденения. Шеелит и вольфрамит встречены в шлихах в ряде пунктов Полярного и Приполярного Урала. На Немур-Югане имеется гидротермальное месторождение гематита и магнетита, в котором химическим анализом установлен висмут. На Приполярном Урале месторождения магнетита обнаружены вблизи гранитного массива горы Конгломератовой, в верховьях ручья Безымянного и в других пунктах.

С кварцевыми жилами микроклин-пертитовых гранитов связаны месторождения пьезокварца.

Внедрение богатых газами и минерализаторами гранитов во время интенсивных складкообразовательных движений привело к глубокой метаморфизации пород вблизи гранитных очагов и к образованию гранитизированных сланцев, мигматитов и гнейсоподобных пород. В процессе метасоматического воздействия и частичной или полной ассимиляции пород кровли образовались некоторые габбро, габбро-диориты и другие гибридные породы.

А. Е. Карякин и И. В. Буссейн указывают в районе истоков рек Хаталамбы, Малая Народа, Мань-Хобе-ю гранитоидные массивы с обильным количеством частично и полностью ассимилированных ксенолитов. Яркие примеры ассимиляции пород кровли описаны В. А. Варсанофьевой (1928, 1940) для вершины Торре-Порре-Из в бассейне р. Илыча. Эти процессы свидетельствуют о том, что интрузии микроклин-пертитовых гранитов происходили в эпоху очень крупных и интенсивных складкообразовательных процессов, в условиях сильного бокового давления, которое запечатлено в первичногнейсовидной текстуре этих пород. Карякин и Буссейн считают, что эти мощные горообразовательные процессы и сопровождающие их интрузии относятся к герцинской фазе тектогенеза. Но наличие галек микроклин-пертитовых гранитов в ордовикских конгломератах заставляет признать, что во всяком случае часть (а по мнению Сирина, подавляющая часть) этих гранитов относится к позднебайкальской фазе тектогенеза.

В структурном отношении позднебайкальский тектогенез привел к образованию складок меридионального простирания, на которые затем наложились, часто очень точно повторяя их, складки герцинского тектогенеза. Там, где герцинская складчатость изменяет свое простирание и принимает северо-восточное направление, байкальские структуры

были существенно переработаны герцинским тектогенезом и от них сохранились только реликты.

Ордовикский и среднепалеозойский этапы. Этап развития, наступивший после байкальской складчатости, захватывает конец нижнего и средний палеозой.

На Тимане в ордовике, как и в конце кембрия, господствовали, по-видимому, континентальные условия и продолжали разрушаться остатки горных возвышенностей. В области восточной половины Тимано-Уральской лабильной платформы произошло образование передового прогиба. В нем откладывались в нижнем силуре продукты разрушения возвышенностей, созданных байкальским тектогенезом в области современной горной полосы Урала, и частью обломочный материал, поступавший с запада.

Памятники ордовикского периода лучше всего сохранились в области Предуральского передового прогиба и Пай-Хоя, территория которых входила в состав краевой зоны Уральской геосинклинали. В области передового прогиба господствовали морские условия, и после накопления тремадокских и нижнеаренигских обломочных пород отлагались преимущественно карбонатные осадки.

В ордовике началось постепенное погружение Уральского антиклинория. На это указывают морские карбонатные ордовикские отложения, сохранившиеся местами в синклиналях горной полосы. На западном склоне Урала указаний на проявление таконской фазы нет. Везде, где можно наблюдать контакт между ордовиком и силуром, породы лежат согласно. Но отмечается значительно большая метаморфизация ордовика.

Для восточного склона Полярного Урала, как и для его более южных районов (Сергиевский, 1948), взаимоотношение между силуром и ордовиком имеет иной характер. Например, в Войкар-Собском районе, по р. Хараматолоу, силурийские осадочно-вулканогенные породы резко несогласно лежат на палеонтологически охарактеризованных метаморфических сланцах ордовика. Резкие различия регионального метаморфизма могут служить указанием, что здесь между нижним и средним палеозоем произошли крупные тектонические движения. В других северных районах восточного склона Урала контакт нижнего и среднего палеозоя наблюдать не удается, между ними обычно появляются диориты и другие основные и частью ультраосновные интрузии. Все же, судя по различию степени регионального метаморфизма, здесь между нижним и средним палеозоем также произошли крупные тектонические движения. Для северных районов Урала это было время геотектонического формирования Центрального антиклинория. Кроме того, к этому же времени относится появление на восточном крыле Центрального антиклинория глубинных разломов, к которым приурочены интрузии перидотитового пояса (массивы Пай-Ер, Рай-Из, Сyum-Кеу и др.).

По-видимому, с этими же разломами связано и отделение в среднем палеозое внешней зоны Уральской геосинклинали от внутренней ее зоны, в пределах которой развивается Восточно-Уральский Зеленокаменный прогиб (синклинорий).

А. В. Пейве считает, что глубинные разломы, ограничивающие Зеленокаменный синклинорий, были заложены в начале силура. С этого времени здесь сосредоточивается вулканическая деятельность. Резко подчеркивается различие между типично геосинклинальными вулканогенными образованиями синклинория восточного склона и осадками передового прогиба западного склона, где накапливаются обломочные и карбонатные породы, совершенно не содержащие эффузивов. Как бы переходный характер отмечается в области развития лемвинского

фациального комплекса, для которой характерны кремнистые и глинистые сланцы, птероподовые известняки и туфогенные отложения, т. е. фации геосинклинального типа, но со значительно меньшим содержанием эффузивов, чем в области Зеленокаменного синклинория.

Если правильно отнесение мощной вулканогенной свиты хребта Саблы к ордовику (М. В. Фишман, 1956 г.), то приходится признать, что ордовикский период был временем проявления напряженной вулканической деятельности и в некоторых районах западного склона Приполярного Урала.

Естественно, встает вопрос о том, что представляла собой область горной полосы в среднем палеозое. Есть основание предполагать, что в этой части Урала отлагались в среднем палеозое осадки геосинклинального типа. На это указывает состав пермских песчаников Северного Урала: они сложены почти исключительно из обломков кремнистых пород с остатками радиолярий, весьма сходных с кремнистыми девонскими отложениями восточного склона и лемвинской зоны. Очевидно, материалом для образования песчаников послужили кремнистые осадки среднего палеозоя, отлагавшиеся в области нынешней горной полосы и размывавшиеся после ее поднятия в эпоху герцинской складчатости.

Подтверждением такого предположения может служить строение горной полосы в области погружения антиклинальных структур Приполярного Урала и в бассейне р. Лемвы. По периферии погружающихся складок антиклинория горной полосы появляются более молодые отложения вплоть до карбона и перми. К северу от р. Лемвы развиты метаморфические толщи, возраст которых еще не ясен. К. Г. Войновский-Кригер считает, что значительная часть их, а может быть и все они, произошли за счет метаморфизации отложений лемвинского комплекса. Если это предположение справедливо, то имеются некоторые основания говорить о развитии геосинклинальных условий в области горной полосы в среднем палеозое.

В истории вулканических извержений восточного склона Урала в среднем палеозое намечаются как бы три фазы, или цикла, проявления вулканической деятельности. Первая охватывает силурийский период и самое начало девона, вторая — средний и частично верхний девон и третья — конец верхнего девона и нижний карбон (Сирин, 1945а; Сирин и др., 1938, 1949, 1955; Сергиевский, 1939, 1948, 1949).

В силуре почти на всем протяжении Северного и Приполярного Урала в области Восточно-Уральского синклинория происходили излияния пироксен-плаггиоклазовых порфиритов базальтового, реже андезит-базальтового состава. Они сменяются излияниями спилитов, которые продолжают с небольшими перерывами до первой половины нижнего девона.

В некоторых местах, например на р. Малой Сосьве, извержения первого цикла заканчиваются излияниями лав кварцевых альбитофиров, сопровождавшихся выбросом большого количества туфогенного материала.

По данным Н. А. Сирина, излияния этой эпохи были связаны с полосой трещин, приуроченной к восточной окраине современной горной полосы. В конце этого цикла трещинные излияния переходили в излияния центрального типа, сопровождавшиеся большими выбросами пепла. Они дали материал для образования туфогенных сланцев и туфогенных песчаников. Наличие подобных туфогенных пород в составе нижнего и частью среднего девона указывает, что вулканы центрального типа существовали довольно долго. Но крупные излияния лав прекратились в нижнем девоне и возобновились только в живетском веке.

Этот второй пароксизм вулканической деятельности характеризуется трещинными излияниями лав диабазов, диабазовых порфиритов и частью роговообманковых порфиритов и спилитов. Н. А. Сиринов указывает на корни этих излияний, которые можно теперь наблюдать в виде даек и мощных жил диабаза, вытянутых в меридиональном направлении. В конце второй эпохи эффузивной деятельности произошли локальные излияния плагиоклазовых порфиритов андезитового состава и кварцевых порфиров липарит-дацитового состава. Они завершили этот цикл.

Третий вулканический цикл среднего палеозоя (нижний карбон и, возможно, более позднее время палеозоя) на восточном склоне Урала, в Северо-Сосьвинском районе, ознаменовался излияниями в виде покровов и образованием даек оливиновых диабазов. Это, по-видимому, тоже трещинные излияния.

На западном склоне Урала эффузивная вулканическая деятельность не проявлялась, но там могут быть отмечены небольшие интрузии, относящиеся, по-видимому, к двум фазам. Первая фаза ознаменовалась внедрением диабазов, габбро-диабазов и оливиновых диабазов, образующих дайки и небольшие интрузивные тела в отложениях нижнего и верхнего силура. Такого рода интрузии известны, например, на р. Унье, на р. Илыче и его левых притоках. Эти породы сильно метаморфизованы и сходны с габбро-амфиболитами горной полосы (Варсановьева, 1934, 1940). Несколько иной характер имеют диабазы, прорывающие среднедевонские породы, например, на вершине Тима-Иза, по р. Подчерему. Эти мелко- и среднезернистые породы значительно свежее тех, которые прорывают силур. Они мало рассланцованы и лучше сохранили офитовую структуру. Пока нет точных данных для сопоставления по возрасту интрузий западного склона с интрузиями и эффузиями восточного склона Урала. Возможно, что внедрение интрузий диабазов в силурийскую толщу относится к моменту общего оживления на Урале вулканической деятельности и тектонических процессов на грани силура и нижнего девона, а интрузии, залегающие в среднем девоне, относятся к более поздней вулканической фазе.

Указанные вулканические циклы и связанные с ними трещинные излияния говорят о тектонических движениях, сопровождавшихся разрывами. Эти дислокации представлены упомянутыми выше трещинами, заполненными диабазом. Сбросы докобленцкого возраста описаны А. В. Пейве (1947) в области Северо-Уральского бокситового пояса. О складчатых процессах свидетельствуют пока только некоторые угловые несогласия, отмеченные в Ивдельском и Северо-Сосьвинском районах между силуром и девоном. Ясно намечаются эпейрогенические колебания, о которых говорят перерывы в отложении осадков и внутриформационные конгломераты. Особенно отчетливо выражен перерыв на границе нижнего и среднего девона (Волков, 1948; Ходалевиц, 1951). Значительные участки Северного и Полярного Урала представляли тогда сушу, на которой не только не отлагались осадки, но происходил размыв пород нижнего девона. На поверхность местами выступили верхнесилурийские отложения, покрывавшиеся корой выветривания.

Эти поднятия ощущались и в области предгорного прогиба на западном склоне Урала, где далеко не везде установлен полный разрез нижнего девона и часто отсутствует фаунистически доказанный кобленцкий ярус.

Поднятия этого времени могли быть отголоском тектонических движений, возможно, складчатых процессов, происходивших в далеких восточных частях геосинклинали «Большого Урала». С эпохой силурийско-нижнедевонских тектонических движений связано появление

интрузий платиноносной габбро-перидотитовой формации по восточной окраине горной полосы. Среди этих интрузий встречаются самые разнообразные дериваты, начиная с дунитов и кончая плагиогранитами. Самые кислые полевошпатовые породы — гранодиориты и плагиограниты — имеют в одних случаях явно интрузивный контакт с габбро, в других — образуют постепенные переходы к ним.

Соотношения между отдельными членами этого сложного интрузивного комплекса и вмещающими породами, так же как и взаимоотношение их между собой и с породами жильной фации, позволяют думать, что главные дериваты этого магматического очага внедрялись в сравнительно короткий промежуток времени, отвечающий силуру. Более поздние внедрения (в раннедевонское время) выразились главным образом в развитии жильной фации (Е. П. Молдаванцев).

Наиболее типичное развитие эта формация получает в пределах Нижне-Тагильского синклинория. В более северных районах восточного склона Урала (по С. Н. Волкову и В. А. Дедееву, отвечающих Хулгинскому, Войкар-Собскому и Щучинскому синклинориям) к этой формации принято условно относить синхроничные ей по возрасту интрузии, представленные главным образом диоритами и плагиогранитами. Более основные дериваты, как габбро и гипербазиты, имеются, но пользуются здесь крайне ограниченным распространением.

Трансгрессивное налегание эйфельских отложений восточного склона Урала на различные горизонты нижнего девона и силур указывает на общее региональное поднятие, затем опускание и наступание моря на сушу в начале среднего девона.

В Ивдельском районе на восточном склоне Урала в основании карбонатных эйфельских отложений, залегающих трансгрессивно на более древних, известны залежи бокситов.

На западном склоне также отмечается развитие среднедевонской трансгрессии. Эйфельские отложения представлены на западном склоне Северного Урала преимущественно такатинскими кварцевыми песчаниками, слагающими некоторые «увалы» предгорной полосы. В конце эйфельского и начале живетского века начинают отлагаться известняки и частью глинистые сланцы, свидетельствующие об углублении моря и о его расширении за счет сокращения области сноса, находившейся на западе.

В пределах рассматриваемой территории на рубеже нижнего и среднего девона существенно изменяется палеогеографическая обстановка. Происходят поднятия, появляются обширные пространства суши, занимающие значительную часть территории Западного сектора Советской Арктики. Д. В. Наливкин (1936) выделяет эту сушу как континент «Деварктика», который может быть сопоставлен с континентом древнего красного песчаника Англии и Скандинавии. Однако в пределах Западного сектора Арктики этот континент существовал значительно более короткий промежуток времени, чем предполагали ранее. Суша этого континента во второй половине среднего девона, а местами и несколько раньше, повсеместно была перекрыта среднедевонской морской трансгрессией.

О. А. Кондаин и А. Г. Кондаин высказывают предположение об определенной закономерности распределения фаций в Печорском крае в нижнем и затем в среднем девоне. На их литолого-фациальных картах здесь для нижнего девона показаны намечающиеся прогибы северо-западного простирания, например Верхне-Печорский и Шугорский, которые были заложены еще в досилурийское время; фациальные зоны в средне- и верхнедевонское время приобретают субмеридиональное направление.

В верхнем девоне и турне почти повсеместно преобладают карбонатные осадки, разрезы которых очень близки к разрезам соответствующих отложений более южных районов Приуралья.

На западном, как и на восточном склоне, верхнедевонские и турнейские отложения в основном представлены морскими осадками.

Новые региональные поднятия происходят в конце турнейского и начале визейского века в эпоху отложения глинисто-песчаниковой угленосной толщи нижнего карбона. Однако местами угленосные обломочные фации замещаются карбонатными, например на Пай-Хое и Полярном Урале. Главной областью угленакопления на западе был район рек Подчерема и Средней Печоры.

За этими поднятиями следует общее опускание Уральской геосинклинали, обусловившее развитие средневизейской трансгрессии. Она ясно выражена по всему Уралу. В это время на обширных пространствах происходило отложение фациально однородных известняков с богатой донной фауной. Они широко развиты на западном склоне Северного, Полярного, Приполярного Урала и на Пай-Хое. Эти осадки отлагались и на восточном склоне Полярного Урала, где они известны в бассейне р. Щучьей. В Северо-Сосьвинском районе, в его южных участках, визе представлено медногорской континентальной свитой, тогда как на Севере получают развитие песчано-сланцево-карбонатные морские осадки.

Геотектоническая природа мощного карбонатного разреза западного склона, характерного для этого этапа, является спорной. Однако большинство исследователей относит среднепалеозойские отложения западной увалистой полосы к платформенному этапу развития этой территории. Прямолинейная складчатость геосинклинального типа, наблюдающаяся в этих осадках, относится к более позднему времени и связана с проявлением герцинской складчатости.

Иной комплекс осадков отлагался в Лемвинской зоне, которая на протяжении всего ордовикско-среднепалеозойского этапа представляла краевой прогиб Уральской геосинклинали, ее внешнюю зону, где отложения этого времени представлены геосинклинальными фациями. В составе последних преобладают кремнистые, глинистые и другие сланцы, алевролиты и песчаники и встречаются пирокластические осадки. В целом участок Урала, где получают в Приуралье распространение лемвинские фации, отвечает области максимального погружения Уральской геосинклинали и вместе с тем наиболее мощного проявления каледонских интрузий перидотитового пояса. Для этого же участка Урала отмечается целый ряд особенностей и в отношении его восточной Зеленокаменной полосы и приуроченных к ней интрузий. Эта полоса выделяется в Войкар-Собский синклинорий, имевший геологическую историю, не совсем сходную с той, какая наблюдается, например, для Нижне-Тагильского и Щучинского синклинориев.

Все эти особенности геологического развития Полярного Урала изучены крайне слабо и до настоящего времени являются предметом дискуссии.

В области юго-западного склона Пай-Хоя и поднятия Чернова накопление осадков в течение среднего палеозоя происходило, в общем, в условиях, достаточно сходных с условиями, свойственными районам Приуралья. Здесь также накапливались обломочные и преимущественно карбонатные осадки и происходили эпейрогенические колебания, вызывавшие местами поднятия и перерывы в отложениях.

В пределах северо-восточного склона Пай-Хоя в живетском веке, верхнем девоне и низах карбона фациальный характер осадконакопления был несколько иным. Здесь в это время отлагались главным обра-

зом глинистые осадки. Что же касается силура, нижнего девона и эйфеля, а также верхнего визе и намюра, то они повсеместно представлены близкими однотипными фациями. Например, в низах среднего девона повсеместно на Пай-Хое преобладают песчаники, отвечающие такатинским песчаникам западного склона Урала. В составе отложений верхнего визе и намюра по всему Пай-Хою преобладают карбонатные породы и т. д.

Изверженные породы на Пай-Хое, которые можно было бы отнести к среднему палеозою, представлены главным образом дайками и пластовыми интрузиями диабазов и габбро-диабазов. Значительное развитие этих гипабиссальных пород характерно для Пай-Хоя (Яцюк, 1938).

На Пай-Хое ордовик, силур, нижний девон и низы среднего девона в литолого-фациальном отношении очень близки к обычным соответствующим по возрасту отложениям севера Приуралья и имеют платформенный характер. Это же касается и более молодых среднепалеозойских отложений Юго-Восточного Пай-Хоя. Исключение представляет северо-восточная часть Пай-Хоя, где живетский ярус, верхний девон и низы карбона представлены в сланцевых толщах, очень близких к тем, какие известны в Лемвинской зоне Полярного Урала.

На основании этих данных К. Г. Войновский-Кригер (1956) и В. И. Устрицкий (1956) распространяют Лемвинскую зону Полярного Урала на всю северо-восточную часть Пай-Хоя. Однако с этим можно и не согласиться: Лемвинская зона имеет характерный для нее в фациальном отношении разрез, охватывающий ордовик и весь средний палеозой. Между тем в северо-восточной части Пай-Хоя фации, напоминающие лемвинские, появляются лишь в «посттакатинское время» и исчезают уже во второй половине визейского века. В этом существенное отличие Лемвинской зоны Полярного Урала и Северо-Восточного Пай-Хоя.

Некоторые исследователи, например С. Н. Волков, по-видимому, с достаточным основанием предполагают, что «посттакатинский» прогиб северо-восточной части Пай-Хоя и прогиб этого же времени в бассейне р. Щучьей принадлежали к одной и той же геотектонической зоне, где в живетское время и в верхнем девоне получили распространение однотипные в литолого-фациальном отношении осадки. С. Н. Волков рассматривает эту геотектоническую зону как один из внешних краевых прогибов Уральской геосинклинали.

Однако все эти проблемы взаимоотношения как Урала и Пай-Хоя, так и Лемвинской зоны, северо-восточной части Пай-Хоя и Щучьинского синклиория еще не получили достаточно полного освещения и требуют дальнейшего изучения. Как уже указывалось выше, можно рассматривать Пай-Хой совместно с Вайгачом и Новой Землей как самостоятельную складчатую систему, виргацию Урала, которая имела свою геологическую историю, возможно, во многом сходную с историей развития Полярного Урала.

В области Тимана среднепалеозойский этап развития отмечен как эпейрогеническими колебаниями, так и дизъюнктивными процессами, которые в девоне сопровождаются мощными излияниями базальтов (на границе живетского и франского веков) и проявлением интрузий габбро и диабазов.

В силуре намечается погружение северной части Тимана и трансгрессия в его пределы силурийского моря, осадки которого представлены здесь платформенными фациями маломощных известняков. В Среднем и Южном Тимане еще продолжает существовать постепенно разрушавшаяся горная страна. Возвышенности, служившие областью сноса, сохраняются здесь до живетского века, когда снова начинается

наступление моря, надвигавшегося с юго-востока. Возможно, что к верхнему девону весь Тиман представляет собой пенепленизированную страну.

На границе среднего и верхнего девона произошли движения, сопровождавшиеся глубокими расколами. Глыбы, на которые был разбит тогда складчатый фундамент Тимана, испытали лишь местами некоторые смещения, не достигавшие больших амплитуд. Возникшие трещины послужили путями для эффузий. Мощные излияния базальтов происходили на грани живетского и франского веков на Северном Тимане, где А. А. и Г. А. Черновы описывают до 13 подводных покровов общей мощностью 238 м. На Среднем Тимане, в области бассейна р. Цильмы, происходили подводные излияния и отложения туфогенных пород. В бассейне р. Печорской Пижмы встречаются пластовые жилы, дайки и потоки базальтов.

Наиболее активный очаг вулканической деятельности, отмеченный мощными накоплениями бомб и туфобрекчий, указывается А. А. Черновым в большой излучине р. Пижмы ниже устья р. Умбы и связывается им с проходящим здесь сбросом.

Излияния основных лав Тимана должны быть отнесены к типу платформенных. Все осадки девона и обнаруженные в настоящее время нижнекаменноугольные отложения также представлены платформенными фациями.

Н. Н. Тихонович считает, что тектонические движения и расколы, возникшие в складчатом фундаменте Тимана в течение девона, были реакцией на напряжения, шедшие со стороны Урала. Однако весьма слабая реакция предгорной впадины западного склона Урала на эти напряжения не свидетельствует в пользу такого предположения, не говоря о том, что самое представление о передаче напряжений на больших расстояниях в земной коре многими считается ошибочным.

В области Печорской депрессии началось, по-видимому, опускание.

С ордовикским и среднепалеозойским этапом на Урале, Пай-Хое, Тимане и Печорской депрессии связан разнообразный комплекс полезных ископаемых. Заслуживают быть отмеченными железные руды, хромиты и платина, связанные с каледонскими интрузиями восточного склона Урала. Для Приуралья и, в частности, бассейна р. Средней Печоры характерны признаки распространения нефти, месторождения битумов и угли нижнекаменноугольного возраста. На р. Илыче имеются свинцово-цинковые руды.

На Пай-Хое к этому же этапу относятся колчеданное оруденение гидротермального происхождения и месторождение флюорита.

Наконец, на Тимане с этим же этапом связаны месторождения нефти, девонские угли барзасского типа и бедные медные руды на Цильме. Могут быть еще отмечены месторождения барита и находение среди девонских базальтов исландского шпата, халцедона, агата, горного хрусталя и аметиста.

Верхнепалеозойский этап. Верхнепалеозойский этап развития, характеризующийся проявлением горообразовательных движений герцинской фазы, имеет очень большое значение в тектонической эволюции рассматриваемой области. Это эпоха замыкания Уральской геосинклинали и формирования основных структур Урала, Пай-Хоя и Тимана, определивших их современный структурный план.

Тектонические движения герцинской фазы начинаются ранее всего в восточных частях Уральской геосинклинали, и поднятия наблюдаются прежде всего в области антиклинориев. Но далеко не везде можно конкретно наблюдать памятники этого этапа тектонических движений, так как расположенная к востоку от Зеленокаменной полосы область гер-

цинских структур и интрузий скрыта под мезо-кайнозойскими осадками Западно-Сибирской низменности.

Отсутствие верхнепалеозойских осадков на восточном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала не дает возможности достаточно достоверно определить начало поднятий в этой зоне. Можно думать, по аналогии с более южными районами, что уже в среднем карбоне наблюдалось поднятие в области антиклинария горной полосы. Эпейрогенические поднятия отмечаются и в области Пай-Хоя, где вследствие этого сильно размыт средний и верхний карбон. Но складчатость проявляется на западном склоне Урала и на Пай-Хое только в конце пермского периода и в триасе, так как резко выраженные угловые несогласия между различными подразделениями каменноугольной и пермской систем здесь не отмечаются. Как стратиграфическое несогласие описывалась иногда ярко выраженная дисгармоничная складчатость между известняками верхнего карбона и некомпетентными глинистыми сланцами и тонкослоистыми песчаниками пермской толщи. Ошибочность мнения о проявлении складчатости на границе перми и карбона подчеркивается и тем, что часть известняков, дисгармонично смятых по отношению к глинисто-песчаным осадкам, отнесена в настоящее время к перми.

После средневизейской трансгрессии в западных частях передового прогиба Северного и Приполярного Урала продолжают отлагаться известняки в среднем и верхнем карбоне и в начале перми. Значительное разнообразие фаций, смена их в горизонтальном и вертикальном направлении, а также изменение мощностей свидетельствуют о колебании дна моря и изменении его границ. В общем, намечается обмеление и регрессия моря к концу карбона, отмеченные биогермными фациями, появляющимися местами в самом конце среднего карбона и начале верхнего и получающими большое развитие к концу карбона и началу нижнепермской эпохи. Можно проследить пространственное перемещение биогермных фаций по времени с востока на запад, довольно ясно выступающее в южных частях Северного Урала и в северной части среднего, например в бассейне р. Колвы (Равикович, 1956).

В пермском периоде, начиная с сакмарского века, область горной полосы уже представляет высоко поднятую интенсивно разрушающуюся зону воздымающихся возвышенностей, продукты разрушения которых дают обильный обломочный материал для отложения полимиктовых ниже- и верхнепермских песчаников в области предгорного прогиба.

Пермский этап развития Урала представляет значительный интерес как эпоха угленакопления и формирования Печорского угленосного бассейна. Условия пермского углеобразования рассматриваются в целом ряде работ многих геологов (Войновский-Кригер, 1947а, б, 1948б, 1956; Иванов, 1948; Шмелев, 1944, 1948; Погоревич, 1948; Чернов, 1940, 1948б; Эйно, 1941; Пономарев, 1938 и др.).

Особенно полно связь процессов углеобразования с фациальной обстановкой и тектоническими движениями была освещена Г. А. Ивановым (1948), давшим детальный фациально-геотектонический анализ угленосных отложений Печорского бассейна.

Нужно прежде всего отметить, что весь период пермского углеобразования от кунгурского до татарского ярусов характеризуется непрерывно усиливающимся поднятием центральной зоны и восточного склона Урала и одновременным погружением площади Печорского угленосного бассейна. Поднятие отмечается закономерным увеличением крупности зерна осадков в пермском разрезе стратиграфически снизу вверх. Увеличивается крупность зерна наиболее грубых осадков от мелкогалечного до средне- и крупногалечного и даже мелковалунного

в конце казанского времени и вплоть до крупновалунного в татарском веке и, по новейшим данным, в триасе. Вместе с тем крупность зерна пермских осадков уменьшается по мере удаления от области размыва, т. е. горной полосы.

Одновременно с поднятием горной полосы происходит погружение площади Печорского угленосного бассейна, особенно значительное на северо-востоке (Силовский район). Оно отмечено здесь и максимальной мощностью пермских отложений (до 8 км) и некоторой их метаморфизацией. К. Г. Войновский-Кригер, Г. А. Иванов, А. А. Чернов и др. характеризуют условия отложения пермских осадков в этом районе как геосинклинальные. Однако по фациальному характеру это типичные отложения предгорного прогиба. На северо-западе по склонам Пай-Хоя и на юго-западе в области р. Косью и гряды Чернышева мощность пермских отложений закономерно уменьшается в связи с менее значительным погружением этих частей бассейна.

С движениями земной коры связано закономерное изменение фациального состава пермских осадков во времени и пространстве. От артинских отложений, представленных морскими осадками с соответствующей фауной, наблюдается постепенный переход к лагунно-морским, чисто лагунным и континентальным осадкам. Море распространялось по всей площади Печорского угленосного бассейна до середины кунгурского века, а затем отступило далеко на запад и юго-запад, сменившись в Печорском Приуралье лагунными ландшафтами. Лагунные условия господствуют со второй половины кунгурского века до конца казанского.

Вся площадь Печорского угленосного бассейна представляла в период накопления продуктивной толщи плоскую низменную равнину (шельф), расположенную у возвышающихся на северо-востоке и востоке горных хребтов — областей размыва, находившихся в пределах внутренней части Уральской геосинклинали. На западе и юго-западе от этой равнины находилось пермское море (Г. А. Иванов, 1948). Прибрежная часть равнины характеризовалась наличием баровых образований, с которыми и связано возникновение лагун, сообщавшихся с пермским морем. Побережье и мелководная часть лагун были покрыты пышной растительностью, давшей материал для образования углей.

Очень интересный материал для восстановления физико-географических условий эпохи пермского углеобразования дали работы А. В. Мачедонова (1948, 1958) по изучению конкреций угленосной толщи.

Для эпохи углеобразования характерна неустойчивость тектонической и фациальной обстановки, вызванная колебательными движениями небольшой амплитуды. При плоском рельефе шельфа даже незначительные колебания вызвали ингрессии и регрессии моря, прослеживающиеся на обширных территориях. Эти движения запечатлены в характерной цикличности строения угленосной толщи, причем одни и те же циклы удается проследить от месторождения к месторождению на значительные расстояния. Это имеет теперь большое практическое значение, позволяя увязать между собой пласты угля и провести их единую индексацию на больших пространствах.

Само распределение угленосности на площади бассейна, количественные и качественные показатели месторождений находятся в теснейшей генетической зависимости от изменения мощности осадков, от их гранулометрического и фациального состава, обусловленных в свою очередь геотектонической обстановкой.

Размещение угленосности в Печорском бассейне характеризуется определенной закономерностью: углеобразование различных типов распределяется зонально в зависимости от геотектонических и фациальных

условий, отмечающих различные этапы тектонического развития Уральско-го передового прогиба в эпоху герцинского тектогенеза. Кунгурское углеобразование зародилось на северо-востоке бассейна и распространилось потом на остальную его площадь до определенного предела на западе, обусловленного положением нижнепермского морского бассейна. При этом углеобразование, перемещаясь на запад, продолжалось все выше и выше в стратиграфическом разрезе.

Образование наиболее богатых пластов угля рабочей мощности воркутского типа происходило главным образом в восточной части бассейна во время отложения «средней подсвиты» воркутской свиты. Эта область характеризуется и разновозрастной зоной образования рабочих пластов угля усинского типа небольшой мощности. За пределами этой зоны господствовали морские условия осадконакопления. В эпоху отложения верхней подсвиты воркутской свиты площадь кунгурского углеобразования расширяется. Этот тип «интинского» углеобразования с различными отклонениями в сторону большей мощности и понижения качества рабочих пластов угля занимает всю площадь бассейна. Западной границей является линия, идущая западнее гряды Чернышева и далее на северо-восток примерно между Хейягинским и Янгарейским месторождениями.

Верхнепермское углеобразование имело еще большее распространение по сравнению с кунгурским и характеризуется более низким качеством углей. На западе его ограничивает линия, проходящая к западу от гряды Чернышева на юге и от Янгарейского месторождения на севере.

Можно видеть, что наибольшая промышленная ценность Воркутского и Силовского угленосных районов определяется прежде всего геотектоническими условиями, в которых они находились в эпоху углеобразования. Выше было отмечено, что ряд геологов характеризуют эти условия как геосинклинальные. Это предположение как будто подтверждается огромной мощностью пермской угленосной толщи Печорского бассейна, измеряемой километрами, сложнейшим смятием пластов, а местами и ясно выраженной их метаморфизацией. Но фациальный характер угленосной толщи типичен для предгорного прогиба.

Кроме углей, в пермских отложениях Печорского бассейна встречаются конкреции сидерита, образующие местами скопления промышленного значения.

В течение верхнепалеозойского, в частности пермского этапа развития Урала особенно ясно выступает общность геологической истории Пай-Хоя, Центральной зоны и Предуральского передового прогиба. Фациальное сходство пермских отложений этих областей, сходный тип дислокаций, сходный литологический состав осадков говорят об общей геотектонической обстановке их накопления в верхнепалеозойское время. Более интенсивная метаморфизация пермских осадков в Карском районе Северо-Восточного Пай-Хоя должна объясняться тем, что они располагались в иной, более мобильной, геотектонической зоне, которая уже в «посттакатинское время» до второй половины визе представляла собой один из краевых прогибов геосинклинали. Этим можно объяснить, что по степени метаморфизма пермские отложения северо-восточной части Пай-Хоя могут быть сопоставлены с кечьяльской свитой метаморфизованных пермских отложений Лемвинской зоны Полярного Урала.

Герцинское горообразование повторно смяло в складки досилурийские породы, развитые в области горной полосы вместе с покрывающими их силурийскими отложениями. Выше достаточно подробно были рассмотрены возникшие при этом структуры. Можно было видеть, что

местами герцинские структуры накладывались на байкальские и как бы повторяли их. Это наблюдается во всей меридионально простирающейся части хребта. Там, где Урал принимает северо-восточное простирание, байкальские структуры, по данным некоторых геологов, были совершенно переработаны герцинскими движениями. От них лишь кое-где сохранились реликты (Г. А. Чернов). В герцинское время возникли основные современные антиклинали и синклинали горной полосы и впервые были смяты средне- и верхнепалеозойские отложения передового прогиба (западной увалистой полосы). В герцинское же время возникла складчатость среднепалеозойских отложений восточноуральской зеленокаменной полосы.

Для герцинской складчатости чрезвычайно характерна ясно выраженная вествергентность, т. е. опрокидывание и наклон складок к западу. Одновременно со складчатостью развивались и надвиги, особенно характерные для бассейнов рек Лемвы и Верхней Печоры. Можно выделить надвиги двух типов: 1) мелкие надвиги небольшой амплитуды, развивавшиеся из косых и опрокинутых складок, были охарактеризованы достаточно подробно при описании бассейна р. Верхней Печоры и детально описаны К. Г. Войновским-Кригер для зоны развития лемвинского комплекса в бассейне р. Лемвы; 2) крупные надвиги большой амплитуды, подобные надвигам метаморфической толщи, на средний палеозой передового прогиба. Так же как и мелкие надвиги, они характеризуются достаточно крутыми углами падения, но связаны с более глубоко проникающими разломами. Если мелкие надвиги были связаны с отдельными складками, то крупные часто разграничивают резко различные складчатые зоны. Сбросы имеют значительно более ограниченное распространение в области западного склона Урала и передового прогиба. Но в пределах горной полосы, по последним данным Фишмана и Гольдина, в породах доордовикского этажа с эпохой герцинского тектогенеза связано возникновение ряда сбросовых дислокаций.

Время проявления герцинской складчатости на западном склоне Урала надо относить к самому концу пермского периода и началу триаса. Область Пай-Хоя, по-видимому, была смята в триасе. Все герцинские структуры свидетельствуют о сильном давлении с востока. По мнению ряда геологов, это давление проявилось и в области Печорской депрессии и Тимана.

Основные нарушения, которые наблюдаются теперь в залегании палеозоя на Тимане, возникли, несомненно, в эпоху герцинского орогенеза и синхроничны главной фазе уральской складчатости. Тиман был к этому времени достаточно консолидирован, и потому герцинские дислокации представлены здесь главным образом куполами, флексурными изгибами и разрывами, т. е. платформенными типами. Интенсивная складчатость возникает в зонах дизъюнктивных смещений. Эти явления так тесно связаны, что часто трудно отделить одну категорию дислокаций от другой.

Именно в эту фазу возникли крупные флексуры, надвиги и складки у западной окраины Тимана, полагая складчатость карбона пермских отложений в центре кряжа и те разрывы с образованием горстов и глубоких погружений, которые создали современную асимметричную структуру Тиманского кряжа.

А. Я. Кремс (1948) считает палеозойские дислокации Южного Тимана складчатыми платформенными структурами, возникшими во время герцинского тектогенеза в результате бокового давления, шедшего с востока из области Уральской геосинклинали. Эта точка зрения развивается Н. Н. Тихоновичем, который подчеркивает некоторую

лабильность Тиманской зоны Русской платформы, сохранившуюся после салаирского тектогенеза до конца герцинского, после которого она была утрачена. Эти же взгляды проводятся А. А. Черновым (1950) и рядом других геологов, работавших в последнее время на Тимане. Время образования герцинских дислокаций Тимана относят к концу пермского периода или самому началу триаса. Вероятно, оно совпадает с эпохой складчатости Пай-Хоя и, в связи с новейшими данными Л. Л. Хайцера (1959), может относиться к верхнему триасу.

Одновременно с Тиманскими дислокациями возникли и соответствующие структуры Печорской депрессии и формировались складки восточной половины Щугорско-Илычской впадины: Большекожвинская, Малокожвинская и др.

Возникновение складчатых структур и дизъюнктивных дислокаций в эпоху герцинского тектогенеза имело большое значение в формировании месторождений нефти и газа на Южном Тимане, в Печорской депрессии, в бассейне Средней Печоры. Складчатые процессы вызывали боковую или горизонтальную миграцию нефти и газа к гипсометрически наиболее высоким частям положительных структур, в первую очередь к сводам антиклинальных складок. Так возникали структурные скопления нефти и газа. Крупные дизъюнктивные нарушения привели к образованию экранированных скоплений, так как смещение пластов могло создавать препятствия для региональной миграции нефти вверх по восстанию. К такому типу экранированных залежей А. Я. Кремс относит мощные залежи газа на Нибельской структуре и залежи нефти и газа на сброшенном северо-восточном крыле Войвожской структуры (А. Я. Кремс, 1949). Эти залежи тектонического типа занимают определенное место на общем фоне залежей стратиграфического типа, свойственных Южному Тиману.

Герцинская складчатость сопровождалась интрузивными процессами. На Среднем и Южном Урале известны герцинские интрузии основных и кислых пород с характерными для них полезными ископаемыми. На Северном, Приполярном и Полярном Урале достоверно герцинские интрузии в настоящее время пока не установлены.

Следует иметь в виду, что к герцинскому времени могут быть отнесены гипербазиты и другие интрузии, выступающие в Ляпинском крае к западу от Саранпауля. Их выходы здесь известны как среди силурийских, так и среднедевонских отложений. Петрографически эти интрузии изучены плохо. Ближе всего они могут быть сопоставлены с интрузиями восточного крыла Нижне-Тагильского синклинария, для которых имеются указания Н. И. Архангельского (1947) о более молодом послесреднедевонском возрасте. Однако большинство петрографов, производивших исследования на Приполярном Урале, считают возможным рассматривать эти интрузии Ляпинского края как каледонские интрузии платиноносной габбро-перидотитовой формации (Сирин и др., 1949, 1955). Затем надо отметить, что Е. П. Молдаванцев и В. М. Сергеевский допускают герцинский возраст главной части свинцово-цинковых и медных месторождений Новой Земли и подобных же месторождений о-ва Вайгач и Пай-Хоя, так же как и месторождения флюорита у Амдермы (Пай-Хой). Они связывают их с кислыми криптобатолитовыми интрузиями герцинского возраста.

Естественно отнести к этой же группе месторождения Сочтем-Йоля и Шантым-Прилука, исключительно сходные с Вайгачскими. Если допускается наличие криптобатолитовых кислых интрузий герцинского возраста, то можно допустить герцинский возраст части гранитов, которые сейчас принято считать доордовикскими. В частности, к герцинскому возрасту, возможно, относятся те граниты, которые оказали ясно

выраженное контактно-метаморфическое воздействие на силурийские отложения.

Доказать путем полевых наблюдений герцинский возраст части гранитов горной полосы вряд ли будет возможно, так как в области их распространения обычно нет пород моложе ордовика. Этот вопрос можно разрешить, по-видимому, только путем определения абсолютного возраста гранитов из разных выходов.

Нельзя не отметить результаты определения абсолютного возраста гранитных интрузий Новой Земли. Определение аргоновым методом возраста гранитов Северного острова в районе Южной и Северной Сульменевых губ и на берегу залива Циволько позволило отнести эти интрузии к верхнему карбону (К. К. Демочкидов, 1958). Тот же возраст гранитов Южной Сульменевой губы определяется калиевым методом. Интрузии горы Сарычева на основании применения последнего метода отнесены к концу пермского периода или началу триаса.

Не установив точно наличия и распространения герцинских гранитных интрузий, невозможно говорить об их контактно-метаморфическом воздействии.

Те проявления интенсивного динамометаморфизма с развитием кливажа и катакластических структур, которые были описаны для пород горной полосы, в частности для свиты зеленых сланцев в бассейне р. Верхней Печоры, связаны, по всей вероятности, с интенсивным боковым давлением, сопровождавшим герцинскую складчатость.

Верхнепалеозойский этап приобретает исключительно большой интерес для рассматриваемой территории прежде всего вследствие того, что с ним связано формирование одного из крупных в СССР угленосных бассейнов — Печорского. Кроме того, с герцинской складчатостью как на Урале, так и на Тимане связано появление складчатых структур, благоприятных для нефтеносности. Заслуживают внимания и сидериты, которые в виде известковых конкреций присутствуют среди пермских отложений Печорского края.

Мезо-кайнозойский этап. После герцинской складчатости окончательно «замкнулась» Уральская геосинклиналь, и вся рассматриваемая область превратилась в платформу, в пределах которой дальнейшие тектонические движения выражались в эпейрогенических колебаниях и дизъюнктивных дислокациях. При этом, по-видимому, с самого начала, во всяком случае не позже конца триаса, наметились области преимущественных поднятий и области преобладающих опусканий.

В пределах Уральской геосинклинали ярко выраженной областью поднятий стал антиклинорий горной полосы, который в связи с этим представлял более или менее ясно выраженную область горного рельефа, временами подвергавшуюся значительному выравниванию. Для этой полосы амплитуда колебательных движений была наибольшей. Тиман также стал областью преимущественных поднятий, но колебательные движения этой полосы имели значительно меньшую амплитуду. Область Печорской депрессии стала зоной преобладающих опусканий. Ясно выраженная область погружений возникла и в восточной части Уральской геосинклинали, в пределах Зауралья и нынешней Западно-Сибирской низменности.

Западная увалистая полоса была как бы промежуточной зоной между областью поднятий Уральского антиклинория и областью погружений Печорской депрессии. Пай-Хой выделяется как зона менее значительных поднятий, сменявшихся погружениями.

Восточная увалистая полоса, или область Зеленокаменного синклинория, также может рассматриваться отчасти как промежуточная зона в отношении амплитуды и направленности колебательных движений

Но необходимо подчеркнуть различие в тектонических условиях восточной и западной увалистых полос. Оно очень ясно выражено и в области Среднего и Южного Урала. Передовой прогиб западной увалистой полосы возник на эпибайкальском основании Тиманской платформы, которая с конца рифея представляет часть Русской платформы. По-видимому, в связи с этим западная увалистая полоса в целом менее мобильна и тектонически активна, чем восточная увалистая полоса, расположенная между зонами воздымания и погружения более молодой герцинской Урало-Сибирской платформы. Восточная, сибирская часть этой платформы сформировалась к началу триаса. В самом конце триаса намечается прогибание в ее северной части. В юрском периоде оно далеко распространяется к югу, и территория Западно-Сибирской низменности становится областью крупнейших прогибаний.

Тенденция к погружению, характеризующая Печорскую и Западно-Сибирскую низменности, обуславливает в их пределах морские трансгрессии в мезозойское и кайнозойское время. Описание отложений этих трансгрессий приводится в специальных разделах настоящего тома.

Особенно значительны были погружения Западно-Сибирской низменности, где мезозойские морские отложения достигают огромной мощности и где большое развитие получили также трансгрессии третичного моря. Колебательные движения областей воздымания могут быть установлены на основании геоморфологического анализа. Они отмечены различными уровнями поверхностей выравнивания различного возраста и системой высоких древних речных террас (Варсанофьева, 1931, 1940, 1948; Долгушин, 1956 г.).

Современное положение осадков бореальной трансгрессии над уровнем океана свидетельствует о дифференциальном характере поднятий отдельных районов в четвертичное время. В частности, ясно выступает более значительное поднятие Пай-Хоя по сравнению с прилегающими районами Печорской равнины. Есть указания на локальные современные поднятия, приуроченные к положительным герцинским структурам. Есть предположения о широком проявлении кайнозойских глыбовых движений типа горстов и грабенов в пределах Урала и Приуралья, об их большой роли в формировании современного рельефа этой области, о наличии кайнозойской складчатости. Однако реальное их существование в ряде случаев не может быть убедительно доказано, а время их проявления не может быть достаточно точно определено в тех районах, где нет мезозойских отложений. Поэтому мнения различных исследователей о роли мезо-кайнозойских глыбовых движений в формировании современных структур расходятся. Нет единого мнения и в оценке тех указаний на проявления послегерцинской складчатости, которые встречаются в литературе.

В настоящее время можно только сказать, что несомненно установлено проявление в мезо-кайнозое на восточном склоне Урала тектонических движений, сопровождавшихся дислокациями типа надвигов и частью локальной складчатостью, приуроченных главным образом к зоне глубинных разломов. Послегерцинские дислокации типа сбросов и крутых надвигов отмечены также для области Печорского угленосного бассейна¹.

Обзор проявлений киммерийской и альпийской фазы тектогенеза удобно начать с Тимана.

А. Н. Розанов (1947) относит к киммерийской фазе образование больших сбросов, разбивших это древнее горное сооружение на ряд блоков, соприкасающихся по линиям крупных надвигов и взбросов. По-

¹ Эти вопросы разбираются более подробно в очерке «Геоморфология».

его мнению, герцинский орогенез только надсторил древнее Тиманское горное сооружение складчатостью платформенного типа. Современная же глыбовая структура его возникла в результате послегерцинских дислокаций. Однако это не всегда подтверждается распределением фаций и мощностей мезозойских отложений на Тимане. Кроме того, с этой точкой зрения трудно согласиться еще и потому, что образование надвигово-глыбовых структур Тимана происходило в условиях сильного одностороннего давления, шедшего с востока. Никаких следов подобных движений в послегерцинское время не обнаружено. Мнение о послегерцинском возрасте крупных уральских надвигов не находит пока фактического подтверждения. Можно думать, что расколы Тимана и крупные уральские надвиги связаны с наиболее интенсивными фазами герцинского орогенеза. Возраст их может быть поздне триасовым только в том случае, если к этому времени относятся последние крупные проявления герцинского орогенеза. К послегерцинскому времени могут быть отнесены на Тимане только некоторые сбросовые дислокации, например описанное Н. Н. Тихоновичем на северо-восточном склоне Тимана в бассейне р. Цильмы наклонное залегание нижнего триаса и сброс, возникший до верхней юры.

Нарушенное залегание мезозойских отложений отмечается в Восточном Притиманье на р. Ижме, где А. П. Павлов описал дислокации юрских слоев. Он связывал их происхождение с тектоническими движениями, что многими оспаривается в настоящее время. До сих пор нет единого мнения о природе этих дислокаций. Их пытались объяснить оползнями (Яковлев, 1910), что, однако, не согласуется с наблюдаемыми фактами. Часто высказывается предположение о ледниковом происхождении этих смывы, которое тоже не во всех случаях может быть принято и не объясняет всех особенностей их морфологии и пространственного распространения.

Достаточно обоснованным можно считать мнение А. Н. Розанова об окончательном формировании Печорской депрессии в мезозое. На обоих склонах этой депрессии верхнепермские и триасовые отложения представлены континентальными фациями. В среднеюрскую эпоху начало опускания отмечается заболачиванием и угленакоплением. В самом конце этой эпохи область Печорской депрессии заливается морем.

В тектоническом отношении эта впадина представляет собой, по мнению А. Н. Розанова, синеклизу, или «субгеосинклиналь» — пологий прогиб, углублявшийся по мере накопления осадков. При описании Печорской депрессии отмечались участки резкого погружения ее фундамента и уступы, ограниченные сбросами. Далеко не везде наблюдается плавное погружение северо-восточного склона Тимана в сторону депрессии. Начало ее формирования и ряд дислокаций древнего фундамента и палеозоя возникли в эпоху герцинского орогенеза. Но в мезозое опускание возобновилось и могло сопровождаться разрывами в виде сбросов по краям оседавшего участка. Таким образом, киммерийские дислокации накладывались и здесь на герцинские и создали сложную тектонику современной депрессии.

Дислокаций, которые можно было бы определенно отнести к эпохе альпийского орогенеза, на Тимане пока не обнаружено.

В пределах Печорского угленосного бассейна и на Пай-Хое прослеживаются несомненные мезо-кайнозойские дислокации. Это прежде всего расколы, с которыми можно связать и последние проявления эффузивной вулканической деятельности на западном склоне Урала. К этому типу дислокаций относятся сбросы по окраине гряды Чернышева. Возраст их сейчас принимается как нижнетриасовый. С этими

дислокациями, по-видимому, связаны излияния базальтов и теплые источники Пым-Ва-шор.

К более молодой фазе тектогенеза относятся, по-видимому, и кайнотипные вулканические брекчии Пай-Хоя. Возраст их условно принимается как третичный.

В литературе имеется ряд указаний на дислокации мезозойских слоев в Большеземельской тундре и по северо-восточной окраине Пай-Хоя. В ряде случаев это гляциодислокации или оползневые смятия. Иногда выходы с кажущимся нарушенным залеганием пластов представляют собой отторженцы. Но есть и несомненные тектонические нарушения мезозойских слоев. Они являются результатом пассивной реакции тонкого покрова платформенных мезозойских осадков на расколы или пологие деформации палеозойского фундамента. В частности, к гляциодислокациям приходится отнести те случаи наклонного залегания верхнемеловых отложений, которые были описаны О. Л. Эйнором на Пай-Хое. Между тем в свое время установление нарушенного залегания сантонских слоев и открытие новейших проявлений вулканической деятельности на Пай-Хое привели О. Л. Эйнора к представлению о значительном участии альпийской складчатости в формировании этого хребта. О. Л. Эйнором включил Пай-Хой в выделенную им обширную раннеальпийскую «карскую» область складчатости, простирающуюся от Шпицбергена до Таймырского залива. Возраст складчатости считался позднесантонским, и с нею связывалось почти широтное простиранье Пай-Хоя: молодые складки наложались с пересечением на древние меридиональные и замаскировали их. К. Г. Войновский-Кригер еще в 1948 г. справедливо критиковал эти взгляды, указывая на чисто платформенные фации мезозойских отложений в области Пай-Хоя и Большеземельской тундры, на локальный характер дислокаций. В простирании их нет никакого единства; в пространственном распределении никаких следов закономерности подметить пока не удастся. Происхождение их по большей части экзогенное. Это достаточно убедительно было доказано для Пай-Хоя Б. Я. Осадчевым (1951).

В мезо-кайнозойе Пай-Хой и северо-восточная часть Большеземельской тундры резко отличаются от других участков западного склона Урала проявлением вулканической деятельности. Кроме того, здесь возникает ряд сбросовых дислокаций и крупных разломов, которые не обычны для западного склона и западных предгорий более южных частей Урала. По-видимому, они не имеют развития и в Центральной зоне Урала.

В области восточного склона, наоборот, развиты дизъюнктивные и частью пликативные дислокации мезозойского и третичного возраста. В области Южного и Среднего Урала такие дислокации давно известны. Они подробно описаны для Челябинского угленосного бассейна Л. С. Либровичем (1923). Возраст их определяется как киммерийский, так как дислоцированные триасовые угленосные слои покрываются недислоцированными верхнемеловыми и третичными отложениями.

Позднее Г. Ф. Крашенинников (1940, 1945) на основании изучения условий залегания угольных пластов и, в частности, их расщепления показал, что в эпоху формирования челябинских углей происходили дифференциальные тектонические движения. В грабенах, возникших в триасе, формировались осадочные месторождения углей и сидеритов. Вдоль дислокационных линий и в толщах связанных с ними брекчий возникают железорудные месторождения зоны цементации.

Некоторые дизъюнктивные дислокации восточного склона можно отнести к третичному периоду. Очень характерно развитие интенсивной локальной мелкой складчатости мезозойских отложений в зонах раско-

лов, особенно там, где они связаны с надвигами. Обычно уже в нескольких километрах от такой зоны контактной складчатости залегание слоев выполаживается и становится горизонтальным.

На Южном Урале, расположенном ближе к зонам интенсивного проявления киммерийской и альпийской складчатости, мезозойские и третичные дислокации ярче выражены. Но следы тектонических движений этих же фаз имеются и в северных районах восточного склона Урала.

В настоящее время интенсивные дислокации мезозойских слоев, отмеченные в Челябинском угленосном районе, прослежены далее к северу. Они установлены в Нижне-Тагильском, Буланаш-Елкинском районах, в Серовско-Ивдельской краевой зоне восточной увалистой полосы, к северу от д. Бурмантово на р. Лозье, по рекам Лепле, Северной Сосьве, Лопсии и др. Развитие этих дислокаций давало повод говорить о проявлении на Урале «киммерийской фазы» складчатости. Некоторые геологи связывали с этой фазой существенные изменения структуры и рельефа Северного Урала. Такое мнение нельзя считать правильным. Прежде всего все эти дислокации приурочены к глубинным разломам, ограничивающим Зеленокаменный синклиний. Б. А. Петрушевский (1955) в работе, посвященной истории тектонического развития Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Урала, подчеркивает самостоятельность и особую природу «приразломных» дислокаций и их локальное развитие. Возникновение их обусловлено местными причинами. Эта точка зрения подтверждается большим фактическим материалом, полученным за последние годы в результате разведки полезных ископаемых в мезо-кайнозойских отложениях восточного склона Урала. Эти новейшие данные ясно говорят об ослаблении и затухании мезозойских дислокаций по мере удаления от зоны глубинных разломов к западу. На это ослабление интенсивности «древнекиммерийских дислокаций» к западу указывает И. И. Горский (1948), считающий, что они или совсем не принимали участия в создании западных структурных зон Урала, или участие их ничтожно.

Указываются на восточном склоне и дислокации третичного возраста.

Как сейчас установлено, к ним относятся серии сбросов, надвигов и разломов. Кроме того, указываются и складки среди третичных отложений (Варсановьева, 1931; Колоколов, 1940; Эпштейн, 1934; Ястребов, 1950 и др.). Все эти нарушения, как сейчас выясняется, связаны главным образом с зоной глубинных разломов, которые ограничивают Зеленокаменный синклиний с востока. Наконец, имеются указания о широком распространении новейших четвертичных движений, представленных локальными дифференцированными поднятиями (Ламакин, 1945).

В самое последнее время в области Печорского угленосного бассейна и Печорской депрессии начали проводиться специальные исследования по изучению современных неотектонических движений и работы по сводке имеющихся материалов по неотектонике четвертичного периода. Такая сводка дана Б. А. Афанасьевым (1959 г.), обобщившим обширный материал, накопившийся с 1953 г. в связи с проведением геологической съемки Печорского угленосного бассейна. Поскольку на территории бассейна развиты по преимуществу четвертичные отложения, съемка сопровождалась изучением их стратиграфии. Параллельно велось и составление геоморфологических карт. Используя этот обширный материал для выявления характера и территориального распределения новейших движений, автор особое внимание уделял деформациям морских плейстоценовых отложений, деформациям террасовых уровней,

перестройке и общему плану речной сети, которая не увязывается с его точки зрения с изменениями в положении края ледникового покрова, чем объясняются обычно особенности направления приледниковых речных долин.

Не меньшее внимание уделялось автором регрессиям и трансгрессиям плейстоценовых и голоценовых морей, числу и строению речных террас и увязке их с морскими.

На основании анализа этого фактического материала Б. А. Афанасьев приходит к выводу о проявлении в плейстоцене и голоцене: 1) колебательных движений, отмеченных морскими и речными террасами, трансгрессиями и регрессиями моря; 2) дифференцированных локальных поднятий и опусканий, обусловивших деформации террасовых уровней и различное гипсометрическое положение морских осадков плейстоценовых трансгрессий; 3) волновых движений субширотного направления, которые выявляются в первом приближении по рельефу коренных пород, или, иначе говоря, по положению подошвы четвертичных отложений, и подчеркиваются закономерностями расположения речной сети. Общей для четвертичных неотектонических движений является их непосредственная связь со структурными элементами коренных пород. Даются подсчеты скорости роста деформаций.

Эти выводы интересны, но требуют еще дальнейших подтверждений. Это касается, в частности, вопроса о волновых движениях. Во всяком случае ценно, что такая работа начата, и желательно ее продолжение, критический анализ материала и всестороннее обсуждение сделанных выводов.

Работы по полевому изучению конкретного фактического материала, свидетельствующего о новейших тектонических движениях, проводятся в настоящее время специальными геоморфологическими партиями треста «Ухтанефтегеофизика». Задача их — выявление связи геофизических аномалий с неотектоникой. Проведение работ по увязке геоморфологических и геофизических наблюдений, по выявлению связи геофизических аномалий с погребенными древними структурами и связи современных движений с последними несомненно представляет большой теоретический и практический интерес, и весьма желательны в дальнейшем их широкая постановка и тщательное выполнение.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров Д. К. 1937. Полезные ископаемые Обско-Гыданской области. Сб. Полезные ископ. Сов. Арктики и Субарктики. Тр. Арктич. ин-та, т. 84.
- Алешков А. Н. 1929а. Геологические исследования в Березовском районе Тобольского округа летом 1929 г. Бюлл. о-ва изуч. края при музее Тобол. севера, № 3.
- Алешков А. Н. 1929б. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Мат-лы экон.-исслед. комис. АН СССР, вып. 18.
- Алешков А. Н. 1929в. Ляпинский край. Мат-лы экон.-исслед. комис. АН СССР. серия Уральская.
- Алешков А. Н. 1929г. По Северному Уралу. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 13, вып. 4.
- Алешков А. Н. 1930. Открытие ледников на Северном Урале. Природа, № 1.
- Алешков А. Н. 1931а. О первых ледниках Северного Урала. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 23.
- Алешков А. Н. 1931б. По Северному Уралу. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 63, вып. 4.
- Алешков А. Н. 1933. Северо-Уральская кварцевая экспедиция Академии наук в 1932 г. Л.
- Алешков А. Н. 1934а. К открытию на Урале новых ледников. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 2.
- Алешков А. Н. 1934б. О ледниках Урала. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 4.
- Алешков А. Н. 1934в. Северо-Уральская кварцевая экспедиция. Отчет о деятельности АН СССР за 1933—1934 гг.
- Алешков А. Н. 1935а. В северной части Приполярного Урала. Сб. «Урал». Приполярные р-ны. Тр. Комис. II Междунар. полярного года ЦУЕМТСЛ.
- Алешков А. Н. 1935б. Горные породы района горы Народной. Сб. «Урал». Полярные р-ны. Тр. Ледниковой экспедиции, вып. 4.
- Алешков А. Н. 1935в. Гора Сабля и ее ледники. Сб. «Урал». Полярные р-ны. Тр. Ледниковой экспедиции, вып. 4.
- Алешков А. Н. 1935г. Обзор деятельности Ледниковой экспедиции и характеристика Народно-Сабельного района. Сб. «Урал». Полярные р-ны. Тр. Ледниковой экспедиции, вып. 4.
- Алешков А. Н. 1935д. О нагорных террасах Урала. Сб. «Урал». Приполярные р-ны. Тр. Ледниковой экспедиции, вып. 4.
- Алешков А. Н. 1937а. Геологический очерк горы Сура-Из. Тр. СОПС АН СССР, вып. 6.
- Алешков А. Н. 1937б. Геологический очерк района горы Неройки. Тр. СОПС АН СССР, серия Уральская, вып. 6.
- Алешков А. Н. 1937в. Геологический очерк золотоносного района Ляпинского края. Тр. Арктич. ин-та, т. 74.
- Альбов Н. В. 1937а. Ископаемое сырье в западной части Онежского района. Нов. Север, № 2, Севкрайиздат.
- Альбов Н. В. 1937б. Никель в западной части Северного края. Разведка недр. № 8.
- Альбов Н. В. и Котович В. А. 1939б. К вопросу об изучении геологической структуры Онего-Двинского междуречья и левобережья р. Онеги. Зап. Всерос. минерал. о-ва, серия 2, ч. 68, вып. 1.
- Альбов Н. В. и Розанова Н. А. 1940. Граувакки Ненокского района. Тр. Севгеолуправления, вып. 8.
- Амалицкий В. П. 1895. Несколько замечаний о верхнепермских континентальных отложениях России и Южной Африки, (предварит. отчет). Тр. Варшавского о-ва естествоисп., т. 6.
- Амалицкий В. П. 1896а. Геологическая экскурсия на Север России. I. Задачи моих исследований. Тр. Варшавского о-ва естествоисп., отд. биол., т. 7.
- Амалицкий В. П. 1896б. К геологии Вытегорского уезда. Тр. Варшавского о-ва естествоисп., т. 7.
- Амалицкий В. П. 1896в. О главнейших результатах экскурсий на реки Вытегру, Сухону и Сев. Двину. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 27, вып. 1.

- Амалицкий В. П. 1897а. Геологическая экскурсия на Север России. IV. О новых палеонтологических находках в пермских мергелисто-песчаных породах Сухоны и Малой Северной Двины. Тр. Варшавского о-ва естествоисп. отд. биол., т. 8.
- Амалицкий В. П. 1897б. Геологическая экскурсия на Север России. III. О новых палеонтологических находках в пермских мергелисто-песчаных породах Сухоны и Мал. Сев. Двины. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 28, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1898а. Некоторые дополнения к докладу о геологических наблюдениях на Севере России. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 29, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1898б. Геологическая экскурсия на Север России. IV. О новых позвоночных и растениях, найденных в глоссоптериевом типе пермских отложений Сухоны и Сев. Двины. Тр. Варшавского о-ва естествоисп., отд. биол., т. 9.
- Амалицкий В. П. 1898в. Некоторые дополнения к докладу о геологических наблюдениях на севере России. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 29, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1898г. О геологических наблюдениях, произведенных летом 1897 г. на р. Северной Двине. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 29, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1899. О постплиоценовых образованиях Сухоно-Двинского бассейна. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 30, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1900. О раскопках в 1899 г. остатков позвоночных в пермских отложениях Севера России. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 31, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1901. О новых ящерах, найденных в пермских отложениях, развитых по Северной Двине. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 32.
- Амалицкий В. П. 1903. По Ледовитому океану и Печоре. Варшава.
- Амалицкий В. П. 1905. Значение древних материков России в вопросе о происхождении наземных позвоночных. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 37, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1921а. *Dvinosauridae*. Северо-Двинские раскопки проф. В. П. Амалицкого. Изд. АН, Пг.
- Амалицкий В. П. 1921б. *Seymoridae*. Северо-Двинские раскопки проф. В. П. Амалицкого. П. Изд. АН СССР, Л.
- Амалицкий В. П. 1922. Отчет о Северо-Двинских раскопках за 1914 г. Тр. Геол.-минерал. музея, т. 3, вып. 3.
- Амалицкий В. П. 1927. Северо-Двинский тероцефал. *Anna petrigen et sp. nov.* Северо-Двинские раскопки проф. В. П. Амалицкого. Изд. АН СССР, Л.
- Амалицкий В. П. 1931. Дневник наблюдений по Малой Северной Двине. Северо-Двинские раскопки проф. В. П. Амалицкого. Изд. АН СССР, вып. 6.
- Андреев В. Н. 1932. Типы тундр запада Большой Земли. Тр. Ботанического музея АН СССР, вып. 28.
- Андросова В. П. 1935. Микрофауна Северо-Двинского постплиоцена. Тр. Всесоюз. ин-та рыбного хозяйства и океанографии, т. 1.
- Андросова В. П., Кальянов В. М., Савватимский И. П. 1934. Географический очерк западного побережья п-ова Канин по работам экспедиции Государственного океанографического института. Тр. ГОИН, т. 4, вып. 2.
- Аносов Ф. Я. и Зильберманн В. А. 1903. О минералогическом составе некоторых девонских и каменноугольных пород Северного района. Отчет о деятельности КЕПС, № 18. Тр. отд. глинистых материалов. КЕПС.
- Антипов 2-й А. 1858. О горных исследованиях в Печорском крае, произведенных в 1857 г. Горный ж., ч. 2.
- Алехтин Н. И. 1948. К стратиграфии морских и ледниковых отложений Занежской Карелии. Изв. Карело-Финского фил. АН СССР, № 4.
- Арсеньев. 1830. Описание олонекских заводов с самого их основания. Тр. Минерал. о-ва, ч. 1.
- Артемьев Б. К. 1936. О гипсоносности пермских и каменноугольных отложений в Череповецком районе Ленинградской области. Изв. ЛГТ, вып. 1 (10).
- Архангельский А. Д. 1923. Введение в изучение геологии Европейской России. ГИЗ, М.
- Архангельский А. Д. 1932а. Значение гравиметрии в геологии и проблема изучения геологического строения Западно-Сибирской низменности. БМОИП, т. 10, вып. 3—4.
- Архангельский А. Д. 1932б. К вопросу о покровной тектонике Урала. БМОИП, серия геол., т. 10 (1).
- Архангельский А. Д. 1934. Геологическое строение СССР. Западная часть. Вып. 1—2. Горгеографиздат.
- Архангельский А. Д. 1937. Типы бокситов СССР и их генезис. Тр. Конгресса по генезису руд. Изд. АН СССР.
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. АН СССР.
- Архангельский А. Д. 1947. Геологическое строение и геологическая история СССР. Том 1. — Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. М.—Л.
- Архангельский А. Д. 1948. Геологическое строение и геологическая история СССР. Том 2. — Докембрий и палеозой. М.—Л.

- Архангельский Б. Н. 1940а. Гидрогеологическая характеристика структурных скважин в г. Сольвычегодске. Тр. Севгеолуправления, вып. 8.
- Архангельский Б. Н. 1940б. Характеристика гидрогеологических условий палеозойских отложений в районе ст. Няндомы Северной ж. д. Тр. Севгеолуправления, вып. 8.
- Архангельский Н. И. 1953. Стратиграфия и тектоника мезозойских и кайнозойских отложений восточной окраины Урала в Серовско-Ивдельском районе. Тр. Горно-геол. ин-та. Уральский фил. АН СССР, вып. 22.
- Архангельский Н. И. 1955. О послепалеозойской тектонике восточного склона Урала и Зауралья. Изв. АН СССР, № 3.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. БМОИП, отд. геол., т. 11, вып. 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. 1937б. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. ГИН АН СССР.
- Астрова Г. Г. 1940. Нижнесилурийские *Trepostomata* бассейна Печоры. Уч. зап. Моск. гос. пед. ин-та, т. 23, каф. геологии, вып. 2.
- Астрова Г. Г. 1945. Нижнесилурийские *Trepostomata* р. Кожима. Ежегодн. Всеросс. палеонтол. о-ва, т. 12.
- Астрова Г. Г. 1948. Нижнесилурийские *Trepostomata* Пай-Хоя. Уч. зап. Моск. гос. пед. ин-та, т. 52.
- Астрова Г. Г. 1949. Нижнесилурийские *Trepostomata* Пай-Хоя. Уч. зап. Моск. гос. пед. ин-та, т. 32, вып. 3.
- Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. 1953. Ч. 2. Мезозой. М-во нефт. пром. СССР и АН СССР. М.—Л.
- Бакиров А. А. 1948. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. Гостоптехиздат.
- Баклунд О. О. 1910. Экспедиция братьев Кузнецовых на Полярный Урал летом 1909 г. Изв. Русского геогр. о-ва, т. 66, вып. 1—5.
- Баклунд О. О. 1911а. Базальт из Большеземельской тундры. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 4, вып. 6.
- Баклунд О. О. 1911б. Общий обзор деятельности экспедиции братьев Кузнецовых на Полярный Урал летом 1909 г. Зап. АН СССР, серия 8.
- Баклунд О. О. 1912а. Горные породы Полярного Урала и их взаимные отношения. Ч. 1. Зап. АН СССР, серия 8, № 3.
- Баклунд О. О. 1912б. Сообщение о группе эпидота. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 13, вып. 1.
- Барбот де Марни Н. 1868. Геогностическое путешествие в северные губернии Европейской России. Зап. с.-петерб. минерал. о-ва, серия 2, ч. 3.
- Бархатова В. П. 1933. Карбонатные породы юго-западной четверти 54 листа. Сб. «Карбонатные породы Ленинградской обл., Северного края и Карельской АССР». Сев.-Зап. ГРТ, вып. 4.
- Бархатова В. П. 1934. Схема стратиграфии карбона 54 листа общей карты Европейской части СССР. Изв. ЛГГГТ, вып. 4.
- Бархатова В. П. 1940. Няндомская буровая скважина. Тр. Севгеолуправления, вып. 8.
- Бархатова В. П. 1941а. К геологии бассейнов юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги. Тр. Севгеолуправления, вып. 9.
- Бархатова В. П. 1941б. Новые данные о стратиграфии верхнего палеозоя Северного Тимана. Докл. АН, нов. серия, т. 32, № 9.
- Бархатова В. П. 1958. Стратиграфия нижней перми Тимана. Тр. ВНИГРИ, вып. 126, геол. сб. 3.
- Бархатова В. П. и Кашеварова Н. П. 1957. Пермь юго-восточного склона Южного Тимана. Сб. НИТО. Геология и геохимия, № 1 (VII).
- Барышников Н. 1902. Материалы по добывающей промышленности Олонечкой губернии. Олонечкий сб.
- Белик Я. Г. 1940. К изучению верхнеюрской фации бассейна р. Айюва (Печорский край). Зап. Научн.-исслед. ин-та геол. Харьковский гос. университет, т. 8.
- Белоусов В. В. 1958. О некоторых результатах и перспективах тектонических исследований. Докл. на общем собрании геолого-географических наук АН СССР 17/VII 1958 г. Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Беляков М. Ф. 1940. О находке галек горного хрусталя в конгломератах района горы Народной (Приполярный Урал). Проблемы Арктики, № 7/8.
- Беляков М. Ф. 1945. Лазулит из кварцевой жилы горы Сура-Из на Полярном Урале. Докл. АН, т. 27, вып. 2.
- Беляков М. Ф. 1946. О некоторых находках кристаллов горного хрусталя на Приполярном Урале. Природа, № 5.
- Белянкин Д. С. 1932. К петрографии Поморского берега Белого моря. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 2.

- Белянкин Д. С. и Влодавец В. И. 1927. К петрографии восточного побережья Чешской губы. Изв. АН СССР, № 12—14.
- Белянкин Д. С., Лаврова М. А. 1931. Кристаллические горные породы окрестностей г. Онеги. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 8.
- Бер Н. Г. 1948. Поверхности денудации на Приполярном Урале. Мат-лы по геоморфологии Урала, вып. 1. Изд. Уральского геол. упр.
- Берг Л. С. 1936. Физико-географические (ландшафтные) зоны СССР. Ч. 1.
- Бергштрессер К. 1838. Опыт описания Олонецкой губернии. С-пб.
- Бетехтин А. Г. 1935. Платина и другие минералы платиновой группы. Изд. АН СССР.
- Бетехтин А. Г., Альбов Н. В. 1940. О самородном железе в перидотитах Калгачинского района (Восточное Прионежье). Изв. АН, серия геол., вып. 3.
- Билибин Ю. А. 1953. Общие принципы регионально-металлогенического анализа. Мат-лы по эндогенной металлогении СССР. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолиздат.
- Бобкова Н. Н., Бодылевский В. И., Луппов Н. П. и др. 1949. Верхнемеловые отложения СССР. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. 11.
- Богачев Я. Т. 1934. Материалы по стратиграфии каменноугольных отложений бассейна Северной Двины. Изв. ЛГГГТ, № 4—5.
- Богачев Я. Т. 1936а. Некоторые новые данные по стратиграфии и фауне цехштейновых образований Северной Двины и Пинеги. БМОИП, отд. геол., т. 14 (5).
- Богачев Я. Т. 1936б. Стратиграфическая схема гипсов и песчано-мергелистой толщи (нижней красноцветной) бассейна Северной Двины. Проблемы сов. геологии, т. 6, № 4.
- Богданов А. А. 1947. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд. МОИП.
- Богданова З. А. 1929. О разрезе нижнего карбона западного и северо-западного крыла Подмосковского бассейна. Изв. Геол. ком., т. 48, № 10.
- Богданова З. А. 1931. О характере границы между отложениями нижнего и среднего карбона в северо-западной части Подмосковского бассейна. Изв. ВГРО, т. 50, вып. 100.
- Богданова З. А. 1932. К стратиграфии нижнего карбона Подмосковского бассейна. Вестн. «Союзгеоразведка», № 12.
- Богословский Н. А. 1902. Материалы для изучения нижнемеловой аммонитовой фауны Центральной и Северной России. Тр. Геол. ком., нов. серия, т. 2.
- Богословский М. М. 1940. Петрография 1. Мат-лы для библиографии, т. 1.
- Бодылевский В. И. 1936. Фауна верхнего волжского яруса Новой Земли. Тр. Арктич. ин-та, т. 49.
- Бодылевский В. И., Кипарисова Л. Д. 1940. Стратиграфия мезозойских отложений Советской Арктики. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгресса, т. 5.
- Бодылевский В. И., Крымгольц Г. Я., Соколова Е. И. 1949а. Верхнеюрские отложения в СССР. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. 9.
- Бодылевский В. И. 1949б. Нижнемеловые отложения северной части СССР и Дальнего Востока. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. 10.
- Бодылевский В. И. 1951. Малый атлас руководящих ископаемых. Госпостехиздат.
- Бодылевский В. И. 1956а. О границе келловея и оксфорда. Тр. Всесоюз. совещания по стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л.
- Бодылевский В. И. 1956б. О значении некоторых аммонитов для стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы. Тр. Всесоюз. совещания по стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л.
- Бодылевский В. И. 1957. Бореальная провинция юрского периода. Тр. 1-й сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва.
- Бондарев В. И. 1959. К стратиграфии ордовикских отложений южной оконечности Новой Земли, о-ва Вайгач и Северо-Западного Пай-Хоя. Изд. НИИГА. Сб. по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 13.
- Борздынский. 1868. О развитии горного известняка по юго-западному побережью Онежского озера. Зап. Минерал. о-ва, серия 2, ч. 3.
- Борисевич Д. В. 1948. Геоморфология и история развития бассейна среднего и нижнего течения р. Чусовой. Сб. «Пробл. геоморфологии». Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 29.
- Борисевич Д. В. 1954. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования. Вопросы географии, сб. 36, «Геоморфология». Изд. Моск. фил. Геогр. о-ва СССР.
- Борисов П. А. 1910. Очерк геологии и полезных ископаемых Олонецкой губернии.
- Борисов П. А. 1916. Ближайшие задачи научно-технического исследования полезных ископаемых Олонецкого края. Тр. Комис. сырья.
- Борисяк М. А. 1955. Силурийские (венлокские) брахиоподы из Карагандинской области. Госгеолтехиздат.
- Боч С. Г. 1933. Бассейн р. Ляпина и нижнее течение Северной Сосьвы. Водные ресурсы Урала, т. 1, Сов. Азия.

- Боч С. Г. 1935. Геоморфологический очерк района горы Народной. Сб. «Урал», Приполярный р-н. Тр. Ком. II Междунар. полярного года. ЦУЕГМС, Л.
- Боч С. Г. 1937. Материал к четвертичной геологии Ляпинского Нижне-Сосьвинского и Кондинского края Западно-Сибирской низменности. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. 5, вып. 1.
- Боч С. Г. 1938а. О нахождении вечной мерзлоты на Северном Урале. Природа, № 5.
- Боч С. Г. 1938б. О солифлюкционных террасах Приполярного Урала. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 70, вып. 3.
- Боч С. Г. 1939. Четвертичные отложения водораздельной части Приполярного Урала. Тр. Сов. секции МАЛИЧПЕ, вып. 4.
- Боч С. Г. 1944. Хрусталеносные жилы альпийского типа на Вишерском Урале. Природа, № 2.
- Боч С. Г. 1946. Снежники и снежная эрозия в северных частях Урала. Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, т. 78, вып. 2.
- Боч С. Г. 1948а. Гидролаколиты и торфяные бугры на Урале. Мат-лы по геоморфологии Урала, вып. 1.
- Боч С. Г. 1948б. Еще несколько замечаний о природе снеговой эрозии. Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, т. 80, вып. 6.
- Боч С. Г. 1948в. О геоморфологической работе речного льда. Природа, № 5.
- Боч С. Г. 1948 г. Солифлюкция на Приполярном Урале. Мат-лы по геоморфологии Урала. Вып. 1.
- Боч С. Г. 1956. Четвертичные отложения Урала. Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношения древних свит Урала и Русской платформы, проведенное в г. Свердловске 13—18 февраля 1956 г. (тезисы докл.). Изд. ВСЕГЕИ.
- Боч С. Г., Краснов И. И. 1943. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ними проблемах. Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, вып. 1.
- Боч С. Г., Краснов И. И. 1946. К границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над нагорными террасами. КЧ. АН СССР, № 8.
- Боч С. Г., Краснов И. И. 1951а. О происхождении рельефа Урала в свете проблемы поисков полезных ископаемых. Разведка недр, № 6.
- Боч С. Г., Краснов И. И. 1951б. О происхождении ярусности рельефа Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Бронгулеев В. В. 1951. Мелкая складчатость платформы. Мат-лы к познанию геол. строения СССР. МОИП, нов. серия, вып. 14/18.
- Брунс Е. П. 1935. К литологии C_1^h Боровичского района. Изв. ЛГГГТ, № 2—3.
- Брунс Е. П. 1939. Основные черты строения и условия образования песчано-глинистой (угленосной) толщи C_1^h Ленинградской обл. Ленгеолуправл. Сб. № 3.
- Брунс Е. П. 1957. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. Сов. геология, сб. 59.
- Бурнашев М. П. 1876. Отчет о действиях золотоискательской партии в вершинах р. Печоры в 1844 г. Зап. Урал. о-ва любителей естествоисп., т. 3, вып. 2.
- Быстров А. П. 1935. Опыт реконструкции некоторых представителей северодвинской фауны. Тр. Палеозоологического музея АН СССР, т. 4.
- Вакар В. А. 1937. Северо-Уральская геолого-поисковая экспедиция. Проблемы Арктики, т. 5.
- Вакар В. А. 1941. Мучнистый шеелит с Приполярного Урала. Докл. АН, нов. серия, № 8.
- Вакар В. А. 1943. Морфологические типы кварцевых жил Приполярного Урала. Зап. Минерал. о-ва, т. 9, № 5.
- Варсановьева В. А. 1922. Очерки Тимана. Землеведение, кн. 1—2, М.
- Варсановьева В. А. 1925. О результатах геологических исследований, произведенных летом 1925 г. в бассейне р. Ильча, Коми-Му-Зырянский край, № 10—11.
- Варсановьева В. А. 1926а. Геоморфология бассейна р. Ильча. Землеведение, т. 28, вып. 3—4.
- Варсановьева В. А. 1926б. На Ильче (очерк природы и быта). Коми-Му-Зырянский край, № 3—4.
- Варсановьева В. А. 1929а. Географический очерк бассейна р. Уньи. Северная Азия, № 1, 4.
- Варсановьева В. А. 1929б. Геоморфологический очерк бассейна Ильча. Тр. Ин-та по изучению Севера, вып. 42.
- Варсановьева В. А. 1932. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 64, вып. 1, 2, 3.
- Варсановьева В. А. 1933. Основные вопросы геоморфологии Северного Урала. Мат-лы I Совещ. геогр. съезда, вып. 1, Л.
- Варсановьева В. А. 1934. О следах оледенения на Северном Урале. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. 3, вып. 2.

- Барсанофьева В. А. 1939. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. Тр. Моск. гос. пед. ин-та, вып. 1.
- Барсанофьева В. А. 1940. Геологическое строение территории Печорско-Ильчского государственного заповедника. Тр. Печорско-Ильчского гос. заповедника, вып. 1.
- Барсанофьева В. А. 1942. Об условиях залегания и угленосности нижне-визейских отложений бассейна Верхней Печоры. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Барсанофьева В. А. 1944. Геоморфологический очерк западного склона Среднего Урала. Геология СССР, т. 12, Урал, ч. 1.
- Барсанофьева В. А. 1948. К вопросу о наличии древних денудационных поверхностей, или «поверхностей выравнивания», на Северном Урале. Землеведение, нов. серия, т. 11 (XII).
- Барсанофьева В. А. 1953а. Геоморфология. Производительные силы Коми АССР. Т. 1.
- Барсанофьева В. А. 1953б. Силурийские отложения. Производительные силы Коми АССР. Т. 1. Изд. АН СССР.
- Барсанофьева В. А. 1953в. Тектоника Урала и Печорской низменности. Производительные силы Коми АССР. Т. 1. Изд. АН СССР.
- Барсанофьева В. А. 1954. О геоморфологии горных стран на примере геоморфологии Северного Урала. Вопросы геоморфологии, № 36.
- Барсанофьева В. А. 1959. Основные вопросы генезиса и истории развития рельефа Северного Урала. Тр. Коми фил. АН СССР, вып. 7.
- Барсанофьева В. А. 1961а. Вопросы геоморфологии Северного Урала и основные этапы развития его рельефа. Мат-лы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. Т. III.
- Барсанофьева В. А. 1961б. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области. БМОИП, отд. геологии, т. XXXIV (4).
- Барсанофьева В. А., Мартова А. В., Чернов А. А. и др. 1931. Кайнозой восточного и западного склонов Урала. Геол. карта Урала. Объяснительная записка. ГГРУ.
- Барюхина Л. М., Чалышев В. И. 1960. Татарские и триасовые отложения Печорского бассейна и возраст складчатости севера Предуральяского прогиба. Сб. ст. по геол. Арктики, вып. 14.
- Васютин В. Ф. 1955. Основы размещения социалистического производства и задачи экономической географии (Докл. на 2-м съезде Геогр. о-ва СССР). Изд. АН СССР, серия геогр., № 3.
- Введенский Л. В. 1933а. Геологический очерк западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ВГРО, вып. 330.
- Введенский Л. В. 1933б. Об оледенении Приполярного Урала. Мат-лы Первого геогр. съезда, вып. 1.
- Введенский Л. В. 1934. О следах альпийского оледенения на Северном Урале на примере ледника Гофмана. «За индустриализацию Сов. Востока».
- Вебер В. Н. 1925. Геологический разрез по линии Северной ж. д. Изв. Геол. ком., т. 44.
- Вересиков А. 1870. Разведка горных месторождений железных руд, производившихся в Олонцкой губ. в 1863—1865 гг. Горный ж.
- Виттенбург П. В. 1940. Рудные месторождения острова Вайгач и Амдермы. Тр. Главсевморпути, вып. 4.
- Владимирская Е. В. 1955. Девонские отложения Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, вып. 90.
- Воинова Е. В. 1935. К стратиграфии пермских отложений бассейна р. Большой Сыни-ю. Печорский край. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, серия 2, ч. 64, вып. 2.
- Воинова Е. В. 1936. Геологические исследования в Печорском крае в бассейне Большой Сыни-ю летом 1932 г. Тр. ЦНИГРИ, вып. 69.
- Войновский-Кригер К. Г. 1944. Геологическое строение нижней части бассейна р. Большой Кожвы (левый приток р. Печоры). Тр. Северного геол. упр., вып. 2.
- Войновский-Кригер К. Г. 1945. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. Сов. геология, сб. 6.
- Войновский-Кригер К. Г. 1947а. Некоторые вопросы структуры Печорского угленосного бассейна. Тр. ГИН АН СССР, вып. 90, угольн. серия (№ 2).
- Войновский-Кригер К. Г. 1947б. Геологические исследования в бассейнах рек Ельца, Сартью, Кеч-Пеля. Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.
- Войновский-Кригер К. Г. 1947в. Геологическое строение южной части бассейна р. Лемвы (Полярный Урал). Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.
- Войновский-Кригер К. Г. 1947д. О возможных перспективах северо-восточной части Печорской угленосной площади и о путях к освещению ее геологического строения. Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.
- Войновский-Кригер К. Г. 1948а. Кливаж в меловых отложениях бассейна р. Лемвы (Полярный Урал). Сов. геология, сб. 33.

- Войновский-Кригер К. Г. 19486. Основные черты геотектонического развития Печорского угленосного бассейна. Мат-лы 3-й Геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар.
- Войновский-Кригер К. Г. 1956а. Карбон западного склона Полярного и Приполярного Урала (тезисы доклада). Совещание по унификации стратиграфических схем Урала. Изд. ВСЕГЕИ.
- Войновский-Кригер К. Г. 1956б. О тектонической структуре и основных этапах геотектонического развития Печорского угольного бассейна. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 6.
- Войновский-Кригер К. Г. 1956в. Силур и девон западного склона Полярного и Приполярного Урала (тезисы доклада). Совещание по унификации стратиграфических схем Урала. Изд. ВСЕГЕИ.
- Войновский-Кригер К. Г. 1958. О геотектоническом развитии Печорского угольного бассейна. Докл. на 2-м геол. угольном совещании в 1955 г. Тр. Геол. совещ., посвященного 25-летию геол. изучения Печорского угольн. бассейна Коми АССР. Сыктывкар.
- Войновский-Кригер К. Г., Погоревич В. В., Эйнон О. Л. 1948. Стратиграфия нижнепермских отложений Воркутского угленосного р-на. Сов. геология, сб. 33.
- Войтович И. А. 1957. К вопросу о возрасте пашийских и чибьюских слоев Юго-Восточного Притиманья. Докл. АН СССР, т. 115, № 5.
- Волков М. С. 1931. Ископаемые угли бассейна р. Печоры. Тр. ГГРУ, вып. 18.
- Волков С. Н. 1938. Новые данные по геологии Западного сектора Советской Арктики за 1935—1937 гг. Проблемы Арктики, вып. 3, 4.
- Волков С. Н. 1948. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала. Мат-лы ВСЕГЕИ, серия 68.
- Волков С. Н. 1956. Нижний и средний девон северных районов восточного склона Урала (тезисы докл.). Совещ. по унификации схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Изд. ВСЕГЕИ.
- Волков С. Н., Яцюк Н. В. 1937а. Геологический очерк Полярного Урала. Геологическая карта северной части СССР м-ба 1:2 500 000. Объяснительная зап. Тр. Арктич. ин-та, т. 87, ч. 1.
- Волков С. Н., Яцюк Н. В. 1937б. Геологический очерк Тимана. Геологическая карта северной части СССР м-ба 1:2 500 000. Объяснительная зап. Тр. Арктич. ин-та, т. 87, ч. 1.
- Воллосович К. А. 1897. Геологические наблюдения в нижнем течении Северной Двины (Усть-Пинега, Архангельск). Тр. Варшавского о-ва естествоисп., отд. биол., т. 8.
- Воллосович К. А. 1900. Заметка о постплиоцене в нижнем течении р. Северной Двины. Геологическая экскурсия 1899 г. Мат-лы для геологии России, т. 20.
- Воллосович К. К. 1934. Гипсы Тимана. Сб. «Гипсы Северного края». Госгеолнефтиздат.
- Воллосович К. К. 1940. К стратиграфии пещштейна Юго-Западного Тимана. Мат-лы по геологии пермской системы Европ. части СССР.
- Воллосович К. К. 1956. Четвертичные отложения Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала (тезисы докладов). Совещ. по унификации стратигр. схем Урала. Изд. ВСЕГЕИ.
- Вологдин Л. Г. 1944. О древних известковых водорослях Тимана. Докл. АН СССР, № 85.
- Воронов П. С. 1951. Основные черты тектоники периклинального окончания Пай-Хойского антиклинория. Тр. НИИГА, т. 19.
- Воронов П. С. 1956. Общие закономерности структурного плана севера Средней Сибири. Тр. НИИГА, т. 89.
- Галдобина Л. П. 1958. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. Сб. ст. молодых науч. сотрудников ленингр. геол. учреждений АН СССР.
- Гарань М. И. 1946. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.—Л.
- Гафаров Р. А. 1959. Структурная схема докембрийского фундамента северной части Волго-Уральской области. Геология нефти и газа, № 10.
- Гафаров Р. А. 1961. Строение докембрийского фундамента Севера Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Геккер Р. Ф. 1938. Разрез толщи переслаивания «а» окской свиты нижнего карбона на р. Мсте. Мат-лы по региональной и прикладной геол. Ленингр. обл. и Карельской ССР. ЛГТ, сб. № 2.
- Гельмерсен Г. П. 1860. Геогностическое исследование Олонекского горного округа, произведенное в 1856, 1857, 1858 и 1859 гг. Горн. ж., ч. 4, кн. 12.
- Геологическая карта Европейской России, м-б 60 верст в дюйме. 1915. Изд. Геол. ком.
- Геологические результаты глубокого бурения в Архангельской области. 1940. Тр. Севгеолуправления, вып. 8.

- Герасимов И. П., Марков К. К. 1939. Четвертичная геология. М. Гинзбург И. И. 1931. Доманиковые сланцы Ухтинского нефтеносного района. Нефт. хозяйство, № 7.
- Глебовская Е. М. 1936. Силурийские остракоды о-ва Вайгач. Тр. Арктич. ин-та, т. 58.
- Говорухин В. С. 1934. Введение в тундроведение. Вып. 1.
- Говорухин В. С. 1940. Плато «Московского общества испытателей природы» и новые ледники на Северном Урале. Землеведение, нов. серия, т. 1 (41).
- Голубев С. А. 1958. 25 лет геологических исследований Воркутского угольного месторождения, современное представление о Печорском угольном бассейне и основные задачи дальнейшего изучения Коми АССР. Книжное изд-во. Сыктывкар.
- Гольцапфель Е. 1899. Головоногие доманикового горизонта Южного Тимана. Тр. Геол. ком., т. 12, № 3.
- Горбатский Г. В. 1935а. Геология Нижне-Печорского района. Тр. Арктич. ин-та, т. 15.
- Горбатский Г. В. 1935б. Новые данные по геологии коренных отложений восточной части Северо-Двинского бассейна. Проблемы сов. геологии, т. 5, № 9.
- Гордеев Д. И. 1934. Основные элементы тектоники Ивановской промышленной области. Изв. МГРТ, т. 2, вып. 3—4.
- Городков Б. Н. 1916. Краткий отчет о совершенной в 1915 г. поездке в Ляпинский край Тобольской губ. Изв. АН СССР, серия 4, № 1.
- Городков Б. Н. 1926. Полярный Урал в верхнем течении рек Соби и Вайкара. Изв. АН СССР, т. 20, серия 6, № 9.
- Городков Б. Н. 1929. Полярный Урал в верховьях рек Вайкары, Сыни и Ляпина. Мат-лы экспедиционных исследований. АН СССР, вып. 7, серия Урал.
- Городков Б. Н. 1932. Вечная мерзлота в Северном крае. Тр. СОПС, серия Севера, вып. 1.
- Город Котлас и его роль в развитии народного хозяйства Северного края. 1929. Материалы специальных экономических обследований. Изд. Северо-Двинской плановой комиссии, ч. 1 и 2.
- Горский И. И. 1948. Древнекайнозойские тектонические движения на Урале и их значение в формировании структуры Урала и его угольных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Горский И. И. 1958. Урало-Новоземельская складчатая область. Геол. строение СССР, т. 3. Тектоника. Изд. ВСЕГЕИ.
- Горский И. И. 1960. О пермских и триасовых отложениях правобережья среднего течения р. Печоры. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 28.
- Гофман Э. и Ковальский М. 1856. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. Исследование экспедиции, снаряженной Русским географическим обществом в 1847, 1848 и 1856 гг. (Пер.). С.-пб.
- Гревинг К. И. 1849. Геогностическая поездка г. Гревинга к берегам Онежского озера и на Канин полуостров. Геогр. изв. С.-пб, вып. 3.
- Гревинг К. И. 1891. Путешествие на п-ов Канин. Зап. АН СССР, т. 67, прил. № 11.
- Грибанов Б. И. 1956. Мезо-кайнозойские отложения западного склона Полярного Урала и Печорского бассейна. (Тезисы доклада). Совещ. по стратигр. схеме Урала. Изд. ВСЕГЕИ.
- Григорович М. Б. 1940. Новые данные по геологии Белозерского района Вологодской области. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 27, вып. 9.
- Григорьев А. А. 1905. Отчет о поездке в Большеземельскую тундру летом 1904 г. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 36, вып. 1.
- Григорьев А. А. 1924. Геология и рельеф Большеземельской тундры и связанные с ними проблемы. Тр. Сев. науч. промысловой экспедиции, вып. 22.
- Григорьев А. А. 1930. Вечная мерзлота и древнее оледенение. Сб. «Вечная мерзлота», КЕПС, № 80.
- Гурский И. В. 1893. Поездка на Северный Урал. Ежегод. Тобольского губ. музея, вып. 1, Тобольск.
- Гуслицер Б. И. 1959а. Медвежьи пещеры в бассейне Верхней Печоры. В сб. «Геология и карстоведение». Изд. БМОИП.
- Гуслицер Б. И. 1959б. О некоторых пещерах Верхней Печоры. БМОИП, серия геол.
- Гуслицер Б. И. 1959в. Пещеры бассейна р. Уньи. Изв. Коми фил. ВГО, № 5.
- Гуслицер Б. И. 1960. Карст бассейна р. Уньи. Сб. в честь 80-летия со дня рождения А. А. Чернова.
- Гуслицер Б. И. 1960. Строение и история развития долин верховьев р. Печоры. БМОИП, отд. геологии, т. XXXV.
- Гуслицер Б. И. 1962. Дочетвертичные отложения высоких речных террас и пещер бассейна Верхней Печоры. БМОИП, отд. геологии, т. XXXVII (4).

- Девятова Э. И. К истории четвертичного периода севера в свете новых данных по бассейну р. Онеги. Мат-лы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. 2, 1961.
- Дедеев В. А. 1958. Взаимоотношение Полярного Урала с соседними складчатыми областями. Геол. сб. 3. Тр. ВНИГРИ, вып. 126.
- Дедеев В. А. 1959. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала. Геол. сб. 4. Тр. ВНИГРИ, вып. 131.
- Дементьев В. А. 1935. К истории рельефа западных склонов Пай-Хоя в четвертичное время. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 68, вып. 6.
- Деньгин А. 1828. Сведения о р. Печоре, собранные вологодским гражданином Александром Деньгиным. Отчетная зап. кн. № 104. С.-пб.
- Дерюгин К. М. 1915. Фауна Кольского полуострова. АН, т. 34, № 1.
- Дерюгин К. М. 1928. Фауна Белого моря и условия ее существования. Гос. гидрол. ин-т.
- Добролюбова Т. А. 1926а. Геологические исследования по р. Вуктылу в бассейне Печоры. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 32.
- Добролюбова Т. А. 1926б. Тектоника и стратиграфия каменноугольных осадков по р. Подчерему в бассейне Печоры. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 32.
- Добролюбова Т. А. 1930. Геологические исследования по р. Большому Паотоку, притоку р. Щугора, в бассейне Печоры. Тр. Ассоц. науч.-исслед. ин-тов, т. 3, вып. 1.
- Добролюбова Т. А. 1936а. Кораллы *Rugosa* среднего и верхнего карбона и нижней перми Северного Урала. Тр. Полярного ком. АН СССР, вып. 28.
- Добролюбова Т. А. 1936б. Тектоника и стратиграфия каменноугольных осадков по р. Подчерему в бассейне р. Печоры. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 32.
- Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. 1930. Геологические исследования на Северном Урале. Хозяйство Севера, № 9—10.
- Добролюбова Т. А., Сошкина Е. Д. 1935. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал), лист 123. Тр. ЛГГГТ, вып. 8.
- Добролюбова Т. А. и Тебенёков В. П. 1930. Разведка на уголь по правым притокам р. Вуктыла в Печорском крае в 1927 г. Мат-лы общ. и прикладной геологии, вып. 150.
- Доброхотов К. 1919. Железное дело в Олонецком крае. Нар. хозяйство.
- Добрынин М. И. 1920. Сводка месторождений железных охр. и красильных глин в России. М.
- Долгушин Л. Д. 1949. Новые данные о современном оледенении Урала. Вопросы географии, сб. 15.
- Долгушин Л. Д. 1951. Некоторые особенности рельефа, климата и современной денудации в Приполярном Урале. Ин-т географии АН СССР. Изд. АН СССР. М.
- Долгушин Л. Д. 1960. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции. Геогр. секция МОИП. Вопросы физ. географии Урала. Тр. совещ. по физ. географии Урала в 1958 г. М.
- Дробышев Д. В. и др. 1958. Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 114.
- Душкевич Б. А. 1926. Месторождения огнеупорных глин в бассейне р. Вытегры. Поверхность и недра, т. 4.
- Дымский Г. А. 1934. Звозское месторождение гипса. Сб. «Гипсы Северного края» ЛГГГТ, серия полезные ископ., вып. 2.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. 1929. К вопросу о позднеледниковом Онего-Балтийском соединении. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., т. 9, вып. 4.
- Евдокимов Ю. Б. 1959. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала. Тр. НИИГА, т. 102. Сб. ст., вып. 16.
- Евдокимов Ю. Б. 1959. Стратиграфическое положение вулканогенных толщ нижнего палеозоя Полярного Урала. В кн. «Мат-лы годичной сессии ученого совета по результатам работ 1958 г. (аннот. докл.)». ВСЕГЕИ.
- Евсеев К. П. 1956. Нижний палеозой северной и прилегающей части Среднего Урала. (Тезисы доклада). Совещ. по унификации стратигр. схем Урала. Л.
- Евсеев К. П. 1959. О стратиграфии и фауне ордовика и силура западной зоны северной части Урала. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 6.
- Евсеев К. П. Стратиграфия и фации палеозоя мелвинской структурной зоны Полярного Урала. Бюлл. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, № 2.
- Едемский М. Б. 1918. Предварительные сведения о геологических образованиях в бассейне рек Устьи и Кокшеньги. Зап. Минерал. о-ва, серия 2, ч. 2, вып. 1.
- Едемский М. Б. 1926. Предварительный отчет о геологических работах по рекам Пинеге, Сотке и Кулоу в 1921 г. Тр. Геол. и Минерал. музея АН СССР, 5.
- Едемский М. Б. 1928а. О геологических работах в бассейне рек Пинеге и Кулоу в 1923—1926 гг. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 41.
- Едемский М. Б. 1928б. Район распространения песчаных линз в бассейне р. Северной Двины. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 4.

- Едемский М. Б. 1929. Неизданные труды В. П. Амалицкого по геологическим исследованиям его в бассейне р. Северной Двины. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 5.
- Едемский М. Б. 1930а. Геологические исследования в бассейне рек Мезени и Кулоя в 1927 г. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., т. 60, вып. 4.
- Едемский М. Б. 1930б. Геологические исследования в бассейне р. Пинеги и на Пинежско-Двинском водоразделе в 1928 г. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 7.
- Едемский М. Б. 1931а. Геологические исследования в бассейне рек Пинеги, Кулоя и Мезени в 1929 г. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 8.
- Едемский М. Б. 1931б. Канин (из путевых заметок 1930 г.). Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 63, вып. 2—3.
- Едемский М. Б. 1933. Канинская геологическая экспедиция ин-та по изучению Севера и Академии наук СССР в 1930 г. Тр. Арктич. ин-та, т. 12.
- Едемский М. Б. 1934. Геология и полезные ископаемые Северного края. Севкрайиздат. Архангельск.
- Елисеев Н. А. 1929. Диабазы района Сереговского солеваренного завода. Изд. Геол. ком., т. 48, № 9.
- Елисеев А. И. 1958. Стратиграфия карбона южной части гряды Чернышева. Докл. АН СССР, т. 121, № 2.
- Елисеев Н. А., Ванидовская А. В. и Покровский С. Д. 1937. О палеозое в центральной части Кольского полуострова. Проблемы сов. геологии, т. 7, № 4.
- Енцова Ф. И., Хайцер Л. Л. 1959. О триасовых отложениях в Печорском бассейне. Докл. АН СССР, т. 129, № 4.
- Ермолаев М. М. 1929. Отчет о работах береговой геологической партии Чешской экспедиции в 1926 г. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 43.
- Ермолаев М. М. 1936. Геологическое строение и полезные ископаемые Ново-земельско-Вайгачско-Пайхойской складчатой системы. Тр. 1-й конф. Главсевморпути, т. 2.
- Ермолаев М. М. 1937. О геологической карте Советской Арктики. Проблемы Арктики, № 1.
- Ермолаев М. М. 1948. Железные руды Полярного Урала и прилегающей к нему части Печорский низменности. Мат-лы 3-ей геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар.
- Ерофеев В. 1846. Об обнажениях древнего красного песчаника на Андомской горе. Горный ж., С.-пб, кн. 1, ч. 1.
- Ефремов И. А. 1928а. Отчет Шарженгской экспедиции Академии наук в 1928 г. Отчет АН СССР за 1928 г., т. 2.
- Ефремов И. А. 1928б. О фауне пермо-триаса Волго-Двинского водораздела. Тр. 3-го съезда зоологов, анатомов и гистологов.
- Ефремов И. А. 1929а. *Benthosaurus sushkini* — новый лабиринтодонт пермско-триасовых отложений р. Шарженги, Северо-Двинской губ. Изв. АН СССР, № 8.
- Ефремов И. А. 1929б. Местонахождения стегоцефалов на северо-востоке Европейской части СССР. Докл. АН СССР, № 1.
- Ефремов И. А. 1937. О стратиграфическом подразделении континентальных перми и триаса СССР по фауне наземных позвоночных. Докл. АН СССР, т. 16.
- Ефремов И. А. 1939. О развитии пермской фауны *Tetrapoda* СССР и разделении континентальной перми на стратиграфические зоны. Изв. АН СССР, серия биол., № 2.
- Ефремов И. А. 1940. О составе северодвинской фауны пермских амфибий и рептилий из раскопок В. П. Амалицкого. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 27, № 8.
- Ефремов И. А. 1944. К вопросам стратиграфии верхнепермских отложений в СССР по позвоночным. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Ефремов И. А. 1950. Тафономия и геологическая летопись, кн. 1. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 24, М.—Л.
- Ефремов И. А. и Вьюшков Б. П. 1955. Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 46.
- Ефремов И. А. и Кузьмин Ф. М. 1932. Пермо-триас северной части Русской платформы и местонахождения лабиринтодонт. Тр. Палеозоологического музея АН СССР, т. 1.
- Железкова В. Н. 1938. К вопросу о фауне брахиопод и стратиграфическое положение толщи «В» в нижнекаменноугольных отложениях в пределах Ленингр. обл. Сб. № 2, ЛГТ.
- Жилинский А. А. 1919. Крайний Север Европейской России (Архангельская губ.). Пг.
- Жирмунский А. М. 1925. К изучению мезозойских отложений Костромского края. Тр. Костромского науч. о-ва по изуч. местного края, вып. 36.
- Житков Б. и Бутурлин С. 1901. По Северу России. М.
- Жуков В. А. 1945. Тектоника и структура Московской палеозойской котловины. БМОИП, отд геол., т. 20 (5—6).
- Журавлев В. С. и Гафаров Р. А. 1959. Схема тектоники Северо-Востока Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 128, № 5.

- Журавлев В. С. и Осадчук М. И. 1960. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. БМОИП, отд. геол., т. 35, вып. 3.
- Журавский А. В. 1905. О западе Большой Земли. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 35, вып. 2.
- Журавский А. В. 1908. Печорские Альпы и р. Сыня. Архангельские губ. ведомости.
- Журавский А. В. 1909а. Результаты исследования Приполярного Запечорья в 1907 и 1908 гг. Изв. Русского геогр. о-ва, т. 45.
- Журавский А. В. 1909б. Северо-Печорская экспедиция Главного управления земледелия и землеустройства. Изв. Архангельского о-ва изуч. Русского Севера, № 9.
- Журавский А. В. 1911. Европейский Русский Север. Архангельск. Изв. Русского геогр. о-ва, № 47.
- Заварицкий А. Н. 1924. Главные черты и развитие вулканических циклов на Урале. Изв. Геол. ком., № 4.
- Заварицкий А. Н. 1932. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. ВГРО. Л.—М.
- Заварицкий А. Н. 1937. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. Петрография СССР, серия 1, региональная петрография, вып. 7.
- Зайцев В. К. 1941. История современных долин Вишерки и Березовки. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 73, вып. 2.
- Залесский М. Д. 1913. Гондванская флора бассейна р. Печоры. 1. Река Адзва. Зап. Уральск. о-ва любителей естествознания, т. 33.
- Залесский М. Д. 1927. Пермская флора Уральских пределов Ангариды. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 176.
- Залесский М. Д. 1930. Распространение ископаемой флоры, родственной гондванской, в пределах северной части Евразии. Изв. АН СССР, отд. физ.-матем. наук, серия 7, № 9—10.
- Залесский М. Д. 1933. Распространение ископаемой флоры, родственной с гондванской, в пределах северной части Евразии. Изв. АН СССР, отд. физ.-матем. наук, № 4.
- Залесский М. Д. 1937. О нахождении представителя родов *Cardioneura* Z a l. *Petscheria elongata* Z a l. и *Pecopteris anthriscifolia* совместно с (Goerppert) в пермских осадках р. Воркуты на Северном (Печорском) Урале. Палеонтол. сб. АН СССР.
- Залесский М. Д. и Чиркова Е. Ф. 1938. Пермская флора Печорского Урала и хребта Пай-Хой. Северная база АН СССР.
- Замятин А. Н. 1909. Отчет о разведке огнеупорных глин Петровского месторождения Олонейской губернии Вытегорского уезда. Горный ж.
- Замятин А. Н. 1910. Объяснительная записка к карте Ухтинского района с геологическим разрезом его. Изв. Геол. ком., т. 29, № 1, С.-пб.
- Замятин А. Н. 1911а. *Lamellibranchiata* доманикового горизонта в Южном Тимане. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 67.
- Замятин А. Н. 1911б. Ухтинский нефтеносный район. Изв. Геол. ком., т. 30, № 6.
- Замятин А. Н. 1916. Очерк полезных ископаемых Севера Европейской России и Урала. Поверхность и недра, № 6.
- Зеккель Я. Д. 1932. Некоторые особенности северной границы леса (по работам в Мезенском районе). Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 64, вып. 4—5.
- Зеккель Я. Д. 1934. О происхождении Беломорско-Кулойского уступа (Беломорская гряда). Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 3.
- Зеккель Я. Д. 1935. Развитие гидрографической сети как фактор осушения озер и болот. Изв. Гос. Геогр. об-ва, т. 67, вып. 6.
- Зеккель Я. Д. 1939. Геологические исследования в районе Зимнего Берега Белого моря, бассейна Кулоя и низовьев р. Мезени. Тр. Севгеолуправления, вып. 3.
- Зеккель Я. Д. 1940. К истории речной сети Печорского бассейна. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 72, вып. 6.
- Зеккель Я. Д. 1941. Значение рифов в стратиграфии казанского яруса. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 32, вып. 8.
- Зеккель Я. Д. 1944. Перспективы нефтеносности района р. Северной Кельтмы. Мат.-лы 1-й геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар.
- Зеккель Я. Д. 1945. Значение истории развития структур страны в формировании равнинного рельефа. Сов. геология, сб. 8.
- Зеккель Я. Д. 1948. О факторах, обусловивших конфигурацию некоторых основных форм рельефа Русской равнины. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 80, вып. 3.
- Зеккель Я. Д. 1951. Некоторые основные черты в устройстве поверхности Русской равнины (опыт истолкования обзорной гипсометрической карты). Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 83, вып. 1.
- Зеккель Я. Д. 1953. Об одном признаке новейших тектонических подвижек. Сб. ВСЕГЕИ.
- Зеккель Я. Д. 1955. Развитие гидрографической сети как фактор осушения озер и болот. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 67, вып. 6.

- Зеккель Я. Д., Зенкович В. П. 1939. О выходе девонских пород на берегу Мезенской губы. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 41, вып. 6.
- Земляков Б. Ф. 1936. Четвертичная геология Карелии. Тр. Секции естеств. производительных сил Карельского науч.-исслед. ин-та, т. 1, вып. 1.
- Зенченко Н. А. 1930. Геологический очерк долины р. Чусовой от д. Копны до Камня Гладкого. Изд. ГГРУ, т. 49, № 9.
- Зильберминц В. А. 1921. Месторождения глин в Вытегорском уезде Олонечкой губ. Мат-лы по общ. и прикл. геологии, вып. 55.
- Зильберминц В. А. 1923. Исследование месторождений огнеупорных глин в Вытегорском уезде. Изв. Геол. ком., т. 38, № 1.
- Зильберминц В. А. 1928. К вопросу о минералогическом составе верхнедевонских и нижнекаменноугольных песчано-глинистых пород. БМОИП, нов. серия, т. 36, отд. геол., т. 6 (1).
- Знаменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. Докл. АН СССР, т. 129, № 2. 1959.
- Зоричева А. И. 1940. Геологический разрез Сольвычегодской скважины. Геологические результаты глубокого бурения в Архангельской обл. Тр. Севгеолуправления, вып. 8.
- Зоричева А. И. 1941. Геологические исследования Вятско-Северо-Двинских водоразделов (бассейны рек Юга, Моломы, Вохмы и Великой). Тр. Севгеолуправления, вып. 12.
- Зоричева А. И. 1956. К стратиграфии палеозойских отложений Севера Русской платформы. Мат-лы по геологии Европ. территории СССР. Госгеолтехиздат, вып. 14, нов. серия.
- Зоричева А. И. и Седова М. А. Споры-пыльцевые комплексы верхнемеловых отложений некоторых районов Севера Европейской части СССР, ст. «Материалы по палинологии и стратиграфии». Госгеолтехиздат, 1954.
- Зуев В. Ф. 1947. Описание живущих в Сибирской губернии в Березовском уезде инроверческих народов — остяков и самоедов. М.—Л.
- Иванов А. Н., Мягкова Е. И. 1950. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя западного склона Среднего Урала. Тр. Горно-геол. ин-та. АН СССР (Уральский фил.), вып. 17 (№ 1). Свердловск.
- Иванов А. П. 1867. Очерк Олонечкой губернии в историческом, топографическом и стратиграфическом отношениях. Памятная книжка Олонечкой губ. на 1867 г., ч. II.
- Иванов А. П. 1926. Средне- и верхнекаменноугольные отложения Московской губернии. БМОИП, отд. геол., т. 4 (1—2).
- Иванов А. П. 1928. Нижнекаменноугольные отложения Московской губернии. БМОИП, отд. геол., т. 6 (1).
- Иванов Г. А. 1947. О циклическом строении угленосных отложений Воркутского месторождения. Тр. ГИН, вып. 90.
- Иванова А. М. 1956. Протерозой и нижний палеозой северной части Полярного Урала. Сочетание по унифицированию стратиграфических схем Урала и соотношение древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докл. Госгеолтехиздат.
- Иванова А. М. 1958 а. Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. Тр. НИИГА, т. 96, вып. 8.
- Иванова А. М. 1958б. Ордовик Пай-Хоя. Тр. ВСЕГЕИ, юбил. сб. Госгеолтехиздат. М.—Л.
- Иванова А. М., Устрицкий В. И. и Молдаванцев Ю. Е. 1957. Геологическое строение Полярного Урала и Пай-Хоя. Тр. НИИГА, т. 81. Геология Сов. Арктики. Госгеолтехиздат.
- Иванова Е. А. 1947. Биостратиграфия среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. Тр. Палеонтол. ин-та, т. 12, вып. 1.
- Иванова Е. А. 1948. Основы биостратиграфии среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. Мат-лы ВСЕГЕИ, сб. 5.
- Иванова Е. А. 1949. Условия существования, образ жизни и история развития некоторых брахиопод среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. Тр. Палеонтол. ин-та, т. 21.
- Иловайский Д. И. 1903а. Мезозойские отложения Ляпинского края. Bull. Soc. Imp. Nat. de Moscou.
- Иловайский Д. И. 1903б. Поездка в Ляпинский край. Землеведение, кн. 4.
- Иловайский Д. И. 1906. Мезозойские отложения Сосвинского края. Ежегод. по геологии и минералогии России, т. 8, вып. 8—9.
- Иловайский Д. И. 1925. Ляпинский край. Очерк географии и геологии. М.
- Иловайский Д. И. 1926. О некоторых новых видах рода *Choristites* из каменноугольных отложений Донецкого бассейна. БМОИП, отд. геол., нов. серия, т. 34.
- Иностранцев А. А. 1870а. Сообщение об экспедиции к Белому морю. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 1, вып. 1.
- Иностранцев А. А. 1870б. Сообщение о результатах экскурсии, совершенной летом 1870. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., вып. 1.

- Иностранцев А. А. 1871. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 2, вып. 1.
- Иностранцев А. А. 1872. Геологические исследования на Севере России в 1869 и 1870 гг. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 3, вып. 1.
- Иностранцев А. А. 1884. Отчет об исследованиях по строящемуся Маткозерскому каналу. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 14, вып. 2.
- Иорданский Н. Н. 1928. Новые данные по распространению нижнего силура в бассейне Верхней Печоры. Изв. Ассоц. науч.-исслед. ин-та при физ.-матем. фак. МГУ, т. 1, вып. 1—2.
- Иорданский Н. Н. 1930. О силурийских отложениях Северного Урала (реки Вишера и Косьва). Изв. ГГРУ, т. 49, № 1.
- Иорданский Н. Н. 1932. Геологические исследования в верховьях р. Вишеры на Северном Урале. Изв. ВГРО, № 51, вып. 14.
- Иорданский Н. Н. 1933а. Девонские отложения бассейна р. Верхней Печоры. Тр. ВГРО, вып. 150.
- Иорданский Н. Н. 1933б. Следы мезозойской вулканической деятельности на Пай-Хое. Мат-лы ЦНИГРИ, палеонтология и стратиграфия, сб. 1.
- Иорданский Н. Н. 1934. О перерыве между каменноугольными и пермскими отложениями в пределах Пай-Хоя. БМОИП, т. 12 (1).
- Иорданский Н. Н. 1939. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям Пай-Хоя. Тр. Моск. пед. ин-та, вып. 1.
- Иорданский Н. Н. и Чернов Г. А. 1933. Маршрутные геологические исследования в бассейне Верхней Усы (Полярный Урал) летом 1930 г. Мат-лы ЦНИГРИ, региональная геология и гидрогеология, сб. 1.
- Искюль В. И. 1910а. Геология и почвы Сысольского и части Усть-Сысольского казенного лесничества. Тр. Экспедиции по исслед. земель Печорского края, т. 1.
- Искюль В. И. 1910б. Почвенно-геологический очерк Усть-Сысольского и юго-западной части Вычегодского казенных лесничеств Вологодской губернии. Тр. Экспедиции по исслед. земель Печорского края, т. 2.
- Кадников П. А. 1927. Тотемский соленосный район и его курортное значение. Изд. Вологодского о-ва изуч. Северного края.
- Калашников Н. В. 1957. К вопросу о палеоэкологии и фашиальных условиях турнейского яруса бассейна р. Подчерема. Тр. Коми фил. АН СССР, № 5.
- Калесник С. В. 1937. Горные ледниковые районы СССР. Вып. 3. М.—Л.
- Калецкая М. С. и Миклухо-Маклай А. Д. 1958. Некоторые черты четвертичной истории восточной части Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 76.
- Калинина О. А. 1955. Геологические результаты геофизических исследований и их комплексность в Тимано-Печорской нефтеносной области. Тр. ВНИГРИ. Л.
- Калинина О. А. 1958. Сводные данные о плотности горных пород Тимано-Печорской провинции и опыт их геологического истолкования. Тр. ВНИГРИ. Л.
- Калинина О. А. и Фотиади Э. Э. 1959. Крупные черты тектонической структуры Северо-Востока Европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным. Тр. ВНИГРИ, вып. 133.
- Калицкий К. П. 1921. Ухтинский нефтеносный район. Нефть и сланцевые хозяйства, № 9—12, Пг.
- Калицкий К. П. и Стоянов А. А. 1925а. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1918 г. Изв. Геол. ком., т. 38, № 1.
- Калмыкова М. А. и Дуткевич Г. А. 1934. Геологические исследования на Северном Урале в 1930—1932 гг. Тр. ВНИГРИ, серия А, вып. 42.
- Кальберг Э. А. 1940а. Геологическое описание Онежского полуострова. Тр. Севгеолуправления, вып. 5.
- Кальберг Э. А. 1940б. Результаты обработки материалов буровых скважин «Тундра» и «Пукса». Тр. Севгеолуправления, вып. 8.
- Кальберг Э. А. 1948. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана. Сов. геология, сб. 33.
- Кальберг Э. А., Вологдин А. Г. 1947. О возрасте метаморфической толщи Тимана. Докл. АН СССР, т. 58, № 1.
- Кальянов В. П. 1936. Морфология и четвертичные отложения среднего течения р. Печоры (между Усть-Усой и Усть-Цильмой). Землеведение, т. 38, вып. 4.
- Кальянов В. П., Андросова В. П. 1933. Геоморфологические наблюдения на Канине. Землеведение, т. 35, вып. 1.
- Калюжный В. А. 1948. Диабазы, их метаморфизм и влияние на коллекторы нефти Ярегского месторождения на Южном Тимане. Мат-лы 3-й геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар.
- Калюжный В. А. 1956. К характеристике петрографической провинции Тимана. Докл. АН СССР, т. 109, № 2.
- Калюжный В. А. 1959. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Каминский А. А. 1924. Климатические области Восточной Европы.

- Каракаш Н. И. 1904. О фауне из валунов Большеземельской тундры. Тр. с.-п.-терб. о-ва естествоисп., т. 35, вып. 1 (протоколы заседания).
- Карбасников М. Н. 1937. О высоте береговой линии межледникового моря в бассейне р. Северной Двины. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. 3.
- Карбасников М. Н. 1940. Ветренный пояс. Физико-географическое описание. Изд. Геогр. фак., ЛГУ.
- Карпинский А. П. 1885. О новом выходе девонских (?) осадков в Онежском уезде Архангельской губернии. Изв. Геол. ком., т. 4.
- Карпинский А. П. 1891. Замечания о горных породах Канинского хребта. Путешествие на полуостров Канин К. И. Гревингга. Зап. Имп. Ак. Наук, т. 67, № 11, прил.
- Карпинский А. П. 1919а. Очерки геологического прошлого Европейской России. Изд. Рос. АН.
- Карпинский А. П. 1919б. К тектонике Европейской России. Изв. АН СССР.
- Карпинский А. П. 1939. Собрание сочинений, т. 2.
- Карякин А. Е. 1958. Об источнике кремнезема кварцевых жил и хрусталеносных гнезд Приполярного Урала. Тр. Асс. науч. исслед. Ин-та пьезооптического сырья, т. 2, вып. 1.
- Кац Н. Я. 1948. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. Геогр. изд.
- Кац Н. Я. 1952. К истории позднечетвертичной флоры и климата СССР. Мат-лы по четвертич. периоду СССР. АН СССР, вып. 3.
- Келлер Б. М. 1936. Маршрутные геологические исследования р. Сыни. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 68, вып. 15.
- Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. ГИН АН СССР, геол. серия, № 34, вып. 104.
- Келлер Б. М. 1953. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР, № 37, вып. 109, геол. серия.
- Керцели С. В. 1911. По Большеземельской тундре с кочевниками. Архангельск.
- Клевенский Л. М. 1944. Горючие сланцы Айювы. Мат-лы 1-й геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар.
- Кленова М. В. 1937. Основные результаты работ по геологии моря за последние 3 года. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. 4.
- Климатический справочник по СССР. 1932. Вып. 1. Европейская часть СССР.
- Клименко М. Г. 1948. Геологическая характеристика рабочих угольных пластов Интинского месторождения. Мат-лы 3-й геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар.
- Клыков К. Д. 1936. Проблема цилемских месторождений. Хозяйство Севера, № 5. Архангельск.
- Кобозев Н. С. 1932. Материалы для геологии и геоморфологии Северных увалов. Зап. Росс. минерал. о-ва, серия 2, ч. 61, № 1.
- Кобозев Н. С. и Хабаков А. В. 1931. Происхождение Северных увалов. Зап. Росс. минерал. о-ва, серия 2, ч. 60, вып. 1.
- Кожина Т. К. 1945. Геолого-петрографическое исследование Кефтаинского гранитного массива Приполярного Урала. Рефераты науч.-исслед. работ за 1944 г. Изд. АН СССР.
- Кожина Т. К. 1955. Особенности некоторых доордовикских гранитных интрузий Северного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 150.
- Кожина Т. К. 1958. Гранитные интрузии бассейнов рек Большого Харбея и Лонгот-Югана (Полярный Урал). Тр. Ин-та геологии рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 2.
- Колоколов А. А. 1940. К геоморфологии восточного склона Северного Урала. Уч. зап. МГПИ, т. 23, вып. 2.
- Комаров А. Г. 1956. К вопросу о возрасте габбро-перидотитовой формации на Урале. Изв. АН СССР, № 9.
- Комаров А. Г. 1957. Остаточное намагниченне горных пород и их возраст (палеомагнетизм и движение полюсов). Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Кондайн О. А. и Кондайн А. Г. 1960. Стратиграфия и фации девонских отложений нижней части Печорского Урала. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 28.
- Конради С. 1914. Предварительные геологические исследования для составления 10-верстной карты. Изв. Геол. ком., т. 33, № 1.
- Коперина В. В. 1933. Отчет по геологической съемке верхнего течения р. Адызы и р. Хайпудыры в 1932 г. Землеведение, т. 35, вып. 4.
- Коперина В. В. 1936. Геологические исследования в районе рек Хы-яги и Юр-яги, правых притоков р. Коротаихи. Тр. Полярной конф. СССР, вып. 26.
- Корженевская Е. С. 1936. К петрографической характеристике углей Воркутского месторождения. Химия твердого топлива, т. 7, вып. 8.
- Корчагин А. А. 1937. О конечноморенных ландшафтах бассейна р. Мезени. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 69, вып. 4.
- Косой Л. А. и Нефедов Н. К. 1936. Материалы к геологии Среднего Пай-Хоя. Изв. ЛГТ, № 4 (13).

- Котикова Л. Я. 1947а. Некоторые результаты петрографического изучения пород нижней перми Воркутского угленосного района. Мат-лы 2-й геол. конф. Коми АССР. Сиктывкар.
- Котикова Л. Я. 1947б. Петрографическая характеристика пород угленосной свиты Воркутского месторождения. Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.
- Котович В. А. 1939. О возрасте красноцветных пород низовьев р. Онеги. Зап. Всерос. минерал. о-ва, серия 2, ч. 68, вып. 4.
- Краснов И. И. 1944. Четвертичные отложения Молотовской и Свердловской областей. Геология СССР, т. 12, ч. 1.
- Краснов И. И. 1946. Основные черты палеогеографии северо-востока Европейской части СССР. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 37. Изд. АН СССР.
- Краснов И. И. 1947. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности. Бюлл. КЧ. АН СССР, № 9.
- Краснов И. И. 1948. Четвертичные отложения и геоморфология Канино-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий. Мат-лы по геоморфологии Урала, вып. 1, изд. Урал. геол. упр.
- Красюк А. А. 1925. Почвы Северо-Восточной области и их изучение. 1921—1924 гг. Архангельское о-во краеведов.
- Красюк А. А. 1933. Очерк почв Северного края и Карельской АССР с их агрономической характеристикой. Мат-лы 2-й конф. по изуч. производительных сил Северного края, т. 2, Архангельск.
- Кремс А. Я., Здоров С. Ф. 1958. Джебольское месторождение в Коми АССР. Геология нефти, № 1.
- Криштафович А. Н. 1935. Открытие третичной флоры близ Архангельска. Природа, № 2.
- Криштафович А. Н. 1940. Флористические зоны карбона и перми в северном полушарии. Мат-лы по геологии пермской системы Европ. части СССР. Гостоптехиздат.
- Кром И. И. 1934. О контактовой зоне между породами казанского и татарского ярусов. Проблемы сов. геологии, т. 1, № 3.
- Кротов П. И. 1885а. Артинский ярус. Геолого-палеонтологическая монография артинского песчаника. Тр. О-ва естествоисп. при Казанском ун-те, т. 13, вып. 5.
- Кротов П. И. 1885б. Следы ледникового периода в северо-восточной части Европейской России и на Урале. Тр. о-ва естествоисп. при Казанском ун-те, т. 19, вып. 4. Казань.
- Круглов М. 1933. Верхнепермские наутилиды бассейнов рек Пинеги и Кулоя. Тр. ГИН АН СССР, т. 3.
- Крузенштерн П. 1879. Путешествие по Северному Уралу 1874—1876 гг. С.-пб.
- Крылова А. К. 1939. Признаки нефтеносности Западного сектора Советской Арктики. Проблемы Арктики, № 5—6.
- Крылова А. К. 1940а. К стратиграфии среднего и верхнего палеозоя Юго-Западного Пай-Хоя. Зап. Всерос. минерал. о-ва, ч. 69, серия 2, вып. 2—3.
- Крылова А. К. 1940б. Перспективы нефтеносности Урало-Новоземельской области. Тр. Арктич. ин-та, т. 14б.
- Крылова А. К. 1941. Стратиграфия палеозоя бассейна р. Кары. Зап. Всерос. минерал. о-ва.
- Крымгольц Г. Я. 1929. Верхнеюрские *Cylindrotheuthinae* Тимана, бассейна р. Сысола и Оренбургской губернии. Изв. Геол. ком., т. 48, № 7.
- Кудрявцев М. П. 1946. Материалы по геоморфологии к четвертичным отложениям бассейна реки Большой Роговой (Большеземельская тундра). Уч. зап. МГУ, вып. 108, т. 1, кн. 1.
- Кудрявцев Н. В. 1911. Отчет по исследованию в 1896 г. залежей фосфоритов в Усть-Сысольском уезде. Изд. Вологодского земства.
- Кузнецов Е. А. 1930. Геологические исследования Пай-Хоя. Хозяйство Севера, № 9—10.
- Кузнецов Е. А. 1933. К тектонике восточного склона Среднего Урала. БМОИП, т. 11, № 2.
- Кузнецов Е. А. 1936. Геологические исследования Пай-Хоя лета 1930 г. Тр. ГИН АН СССР.
- Кузнецов Е. А. 1939. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. Тр. ГИН АН СССР.
- Кузнецов Е. А. и Астащенко К. И. 1938. Геологическое строение северо-западной части хребта Пай-Хой. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Кузьмин Ф. М. 1929. Находка ископаемых позвоночных на р. Юге. Геол. вестн., т. 6, № 4—6.
- Кулик Н. А. 1909. Источники Пым-Ва-шор. Изв. Архангельского о-ва по изуч. Рус. Севера, № 12.
- Кулик Н. А. 1914. Поездка в Большеземельскую тундру летом 1910 г. Тр. о-ва земледения, т. 3.

- Кулик Н. А. 1917. Верхнемеловые отложения Печорского края. Изв. Рос. АН, серия 6, т. 11.
- Кулик Н. А. 1918. Предварительный отчет о поездке в Большеземельскую тундру летом 1910 г. Зап. Минерал. о-ва, серия 2, ч. 51, вып. 1.
- Кулик Н. А. 1922. Отчет о работах на Югорском полуострове в 1914 г. Тр. Геол. музея. АН СССР, т. 3, вып. 3.
- Кулик Н. А. 1923. О песках Печорского края. Докл. АН СССР, № 1.
- Кулик Н. А. 1924. Полярный Урал и Пай-Хой. Изв. Геол. ком., т. 43, № 2.
- Кулик Н. А. 1925. О геологических исследованиях в 1924 г. на Полярном Урале. Изв. Геол. ком., т. 44, № 10.
- Кулик Н. А. 1926. О северном постплиоцене. Геол. вестн., т. 5, № 1—3.
- Кулик Н. А. 1927. О геологических исследованиях в 1925 г. в южной части массива Рай-Из. Изв. Геол. ком., т. 40.
- Кулик Н. А. 1928. О песках Печорского края. Докл. АН СССР, № 9.
- Кулик Н. А. 1929. О песках в Большеземельской тундре. Бюлл. КЧ. АН СССР, вып. 1.
- Кулик Н. А. 1935а. Геологическое строение и металлогения о-ва Вайгач и Северного Пай-Хоя. Тезисы докл. сессии Ученого совета Арктич. ин-та ГУСМП, изд. ГУСМП.
- Кулик Н. А. 1936а. Урало-Пайхойская геологическая экспедиция 1936 г. Бюлл. Арктич. ин-та, № 12.
- Кулик Н. А. 1936б. Верхний силур о-ва Вайгач. Тр. Арктич. ин-та, т. 49.
- Кулик Н. А. 1938. Урало-Пайхойская геологическая экспедиция 1937 г. Проблемы Арктики, № 2.
- Кулик Н. А. и Тихонович Н. Н. 1935. Результаты геолого-разведочных работ в Ухто-Печорском районе и на Вайгаче 1929—1932 гг. ОНТИ.
- Куплетский Б. М. 1939. Стратиграфия докембрия Кольского полуострова. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий. Изд. АН СССР.
- Куплетский Б. М. 1940. Палагонитовые базальты Тимана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 25.
- Курбатов С. М. 1910. Почвенно-геологический очерк средней части Вычегодского казенного лесничества Вологодской губернии. Тр. Экспедиции по исслед. Печорского края, т. 2.
- Курылева Н. А. 1948. Новые данные к стратиграфии печенгской формации на Кольском п-ове. Докл. АН СССР, т. 60, № 2.
- Кушелевский Ю. И. 1864. Путевые записки, веденные во время экспедиций 1862—1864 гг. (предпринятых для открытия сухопутного и водного сообщения на севере Сибири от р. Енисея через Уральский хребет до р. Печоры). Тобольск.
- Лаврищев А. И. 1955. География отраслей народного хозяйства СССР. М.
- Лаврова М. А. 1928. О древних дюнах Онежского полуострова. Докл. АН СССР, № 12.
- Лаврова М. А. 1931. К геологии Онежского полуострова Белого моря. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 8.
- Лаврова М. А. 1933а. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна. Тр. 2-й Междунар. конф. ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы. Вып. 4, М.
- Лаврова М. А. 1933б. К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря. Тр. ГИН АН СССР, т. 3.
- Лаврова М. А. 1936. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья р. Ваги до Конецгорья. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, т. 1.
- Лаврова М. А. 1949. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района. Уч. зап. ЛГУ, серия геогр. наук, вып. 6.
- Лагузен И. И. 1871. Отчет о геологических исследованиях в уездах Старицком и Zubовском. Мат-лы геологии России, т. 3.
- Лагузен И. И. 1875. Мезозойские образования. Мат-лы геологии России, т. 6.
- Лагузен И. И. 1888. Ауцеллы, встречающиеся в России. Тр. Геол. ком., т. 8, № 1.
- Ламакин В. В. 1945. Современное поднятие земной поверхности на Средней Печоре. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Ламакин В. В. 1948. Древнее оледенение на Северо-Востоке Русской равнины. Бюлл. КЧ. АН СССР, № 12.
- Ламакин В. В. 1949. О пределах распространения северной трансгрессии моря в Печорском крае. Бюлл. КЧ. АН СССР, № 14.
- Лебедев Н. О. 1892. Верхнесилурийская фауна Тимана. Тр. Геол. ком., т. 12, № 2.
- Лебедев Н. О. Предварительный отчет о геологических исследованиях по р. Ваге. Мат-лы геол. России, т. 16.
- Легкова В. Г. К стратиграфии четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Северной Двины. Сб. ВСЕГЕИ «Мат-лы по СССР», нов. серия, вып. 42. Госгеолтехиздат. 1961.

- Леммлейн Г. Г. 1939. Об ориентировке кристаллов кварца в альпийского типа жилах на Полярном Урале. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 22, № 1.
- Леммлейн Г. Г. и Осадчев Б. Я. 1945. Вертикальное распределение в жиле бесцветных и дымчатых кристаллов кварца. Докл. АН СССР, т. 50.
- Лепехин И. И. 1772. Дневные записки, ч. 4.
- Лепехин И. И. 1780. Продолжение дневных записок путешествия Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства в 1771 г. С.-пб.
- Лепехин И. И. 1822. Окончание записок путешествия академика Лепехина. Полное собрание ученых путешествий по России. Изд. Ак. наук, т. 5.
- Либрович Л. С. 1934. Материалы по стратиграфии карбона Юго-Восточного Урала. Зап. Минерал. о-ва, т. 63, № 1.
- Либрович Л. С. 1946. Новая схема подразделения и корреляции карбона Донецкого бассейна (на основании распространения фации цефалопод). Мат-лы ВСЕГЕИ, общ. серия, сб. 7.
- Либрович Л. С. 1947. Гонимитовые фауны карбона СССР и их значение для стратиграфии этих отложений. БМОИП, отд. геол., т. 22, вып. 5.
- Либрович Л. С. 1958. Нижняя граница каменноугольной системы и ее обоснование. Сов. геология, № 7.
- Ливанов К. К. и Филиппов А. 1923. Работы Рыбинского научного общества по изучению геологии Рыбинского края. Изв. Рыбинского науч. о-ва, вып. 3.
- Ливеровский Ю. А. 1933а. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 7.
- Ливеровский Ю. А. 1933б. Почвы Печорского края. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. 8, вып. 7.
- Лихарев Б. К. 1913. Фауна пермских отложений окрестностей г. Кириллова Новгородской губернии. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 85.
- Лихарев Б. К. 1920. Обзор литературы по верхнепермским отложениям Европейской России за истекшее десятилетие (1910—1919 гг.). Изд. Геол. ком.
- Лихарев Б. К. 1924а. Заметка о фауне пермского известняка с р. Уфтьюги, Кадниковского уезда Вологодской губ. Изв. Геол. ком., т. 39, № 1—10.
- Лихарев Б. К. 1924б. Предварительный отчет о геологических исследованиях в 1917 и 1918 гг. в бассейне Ваги. Изв. Геол. ком., т. 38, № 3.
- Лихарев Б. К. 1926а. О некоторых верхнепермских мшанках Вологодской губ. Изв. Геол. ком., т. 43, № 9.
- Лихарев Б. К. 1926б. Остатки *Nautiloidea* из верхнепермских отложений бассейна р. Ваги. Изв. Геол. ком., т. 41, № 2—5.
- Лихарев Б. К. 1928. Следы юрских отложений на р. Колве к северу от г. Чердыни. Вестн. Геол. ком., т. 3, вып. 1.
- Лихарев Б. К. 1930. Некоторые новые данные по геологии Тимана (предварительная заметка). Изв. ГГРУ, т. 49, № 2.
- Лихарев Б. К. 1931а. Геологические исследования в Южном Тимане. Тр. ВГРО, вып. 150.
- Лихарев Б. К. 1931б. Материалы к познанию фауны верхнепермских отложений Северного края. Тр. ВГРО, вып. 71.
- Лихарев Б. К. 1932. Отчет о геологических исследованиях Вычегодско-Печорского водораздела в 1930 г. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 65.
- Лихарев Б. К. 1939. Пермская система в СССР. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. 6, Л.—М.
- Лихарев Б. К. 1940а. Казанский ярус Русской платформы. Мат-лы по геологии пермской системы Европ. части СССР.
- Лихарев Б. К. 1940б. Нижняя граница пермской системы в пределах Русской платформы. Мат-лы по геологии пермской системы Европ. части СССР.
- Лихарев Б. К. 1947. Профессор А. Н. Мазарович в роли истолкователя стратиграфии пестроцветных отложений бассейна Северной Двины. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Лобанов М. Ф. 1939. Минеральные строительные материалы Советской Арктики и Субарктики. Тр. Арктич. ин-та, т. 11.
- Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. 1940. Хромитоносность Кимлерсайского ультраосновного массива. Хромиты СССР, т. 2, АН СССР.
- Лоскутов А. В., Шуляпин О. Г. 1959. О возрасте гранитных интрузий Новой Земли. Сб. ст. по геологии Арктики, вып. 10, тр. НИИГА, т. 102.
- Лукоянов С. М. 1941. О борейальной трансгрессии в бассейне р. Моши. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 73, вып. 3.
- Лутугин Г. И. 1924. Геологические исследования Волжско-Северо-Двинских водоразделов, произведенные в 1890—1891 гг. Зап. Росс. минерал. о-ва, серия 2, ч. 53, вып. 1.
- Львов К. А. 1948. Метаморфические толщи восточного склона Приполярного и Полярного Урала. Геология СССР, т. 14.
- Львов К. А. 1949. Силурийские отложения Урала. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. 2. Силур.

- Львов К. А. 1956а. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докл. Изд. ВСЕГЕИ.
- Львов К. А. 1956б. Протерозой и нижний палеозой Урала. Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докл. Изд. ВСЕГЕИ.
- Львов К. А. 1957. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. «Сов. геология», № 55.
- Львов К. А. 1958. Кембрийская система Урала. Геологическое строение, т. 1. Изд. ВСЕГЕИ.
- Львов К. А. 1959. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. Тр. НИИГА, т. 105, сб. ст. по геологии Арктики.
- Львов К. А. и Евсеев К. П. 1958а. Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. Изд. ВСЕГЕИ.
- Львов К. А. и Евсеев К. П. 1958б. Ордовикская система Урала. Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия. Изд. ВСЕГЕИ.
- Львов К. А. и Попович Н. И. 1960. Палеогеография и фации кембрия (кара-тауского комплекса) на Урале. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 28, сб. геология и полезные ископ. Урала.
- Любер А. А. 1939. О корреляции по спорам угленосных отложений верхнего палеозоя Кузнецкого и Минусинского бассейнов. Изв. АН СССР, серия геол.
- Любимов Л. 1919. Ископаемые богатства Архангельского края. Изв. Археол. о-ва изуч. Севера, № 5—6.
- Люткевич Е. М. 1931. К стратиграфии татарского яруса района р. Сухоны. Изв. Глав. геол.-развед. упр., т. 50, вып. 2.
- Люткевич Е. М. 1933. Геологический очерк Солигаличского района. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, серия 2, т. 62, № 2.
- Люткевич Е. М. 1934. Верхнепермские гипсы Северного края. «Гипсы Северного края». Изд. Лен. геол.-развед. тр. Полезные ископ., вып. 2.
- Люткевич Е. М. 1935а. К истории водораздела Вычегды и Мезени. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 67, вып. 4.
- Люткевич Е. М. 1935б. Стратиграфия верхней перми запада Северного края. Изв. ЛГТ, № 4.
- Люткевич Е. М. 1936а. Находки барита в отложениях ветлужского яруса на р. Выми. Изв. ЛГТ, № 3 (12).
- Люткевич Е. М. 1936б. Новые данные по геологии перми востока Ленинградской области. Изв. ЛГТ, № 1.
- Люткевич Е. М. 1936в. О ветлужском возрасте пермогорской толщи, выделяемой в Северном крае. Изв. ЛГТ, № 3 (12).
- Люткевич Е. М. 1937а. О некоторых *Phyllopora* СССР. Ежегод. палеонтол. о-ва, т. 11.
- Люткевич Е. М. 1937б. Татарский ярус. Тезисы докл. 17-й Междунар. геол. конгресса.
- Люткевич Е. М. 1938. Татарский ярус Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. 16 (3).
- Люткевич Е. М. 1940а. Геология архипелага Каменных островов Карского моря и их положение в структуре Таймырской складчатой дуги. Проблемы Арктики, № 4.
- Люткевич Е. М. 1940б. Стратиграфия татарского яруса и татарский век на Русской платформе. Мат.-лы по геологии пермской системы Европ. части СССР. Изд. ВНИТО.
- Люткевич Е. М. 1940в. Тектоника Севера Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. 18, № 5—6.
- Люткевич Е. М. 1941а. *Phyllopora* девона Европейской части СССР. Фауна Главного девонского поля. Изд. АН СССР, т. 1.
- Люткевич Е. М. 1941б. *Phyllopora* пермских отложений Европейской части СССР. Палеонтология СССР, т. 5, ч. 10, вып. 1.
- Люткевич Е. М. 1941в. Татарский ярус. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр., т. 3.
- Люткевич Е. М. 1948а. К тектонике Урало-Тиманского стыка. Докл. АН СССР, т. 61, № 3.
- Люткевич Е. М. 1948б. Новые данные по палеозою и мезозою Канина полуострова. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 59, № 4.
- Люткевич Е. М. 1948в. О существенно важных вопросах геологии пестроцветов Севера Русской платформы (по поводу статьи Б. К. Лихарева в Изв. АН СССР, № 6, геол. серия, 1947). Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Люткевич Е. М. 1948 г. О татарском возрасте медистых песчаников Камского Приуралья. Докл. АН СССР, т. 59, № 9.
- Люткевич Е. М. 1948д. Пермская и триасовая системы Ленинградской области и прилегающих восточных районов. Геология СССР, т. 1, вып. 1.

- Люткевич Е. М. 1949. К вопросу о распространении меди в пермских отложениях Русской платформы и Приуралья. Литолог. сб. № 3. Изд. НИТО ВНИГРИ.
- Люткевич Е. М. 1951а. О границах и распространении верхнего отдела пермской системы в северных широтах СССР. Тр. Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики, т. 19, вып. 2.
- Люткевич Е. М. 1951б. Пелецитопы пермских отложений Западного Таймыра. Тр. Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики, т. 33.
- Люткевич Е. М. 1951в. Стратиграфия верхнепермских отложений Камского Приуралья. Тр. ВНИГРИ, вып. 39.
- Люткевич Е. М. 1951г. Тектоника и перспективы нефтеносности Севера и Северо-Запада Русской платформы. Сб. автореф. ВНИГРИ, № 8.
- Люткевич Е. М. 1952. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Люткевич Е. М. 1953а. Геология п-ова Канин. Тр. ВНИГРИ, вып. 4.
- Люткевич Е. М. 1953б. О существующем положении в стратиграфии пермских отложений Русской платформы по фауне *Tetrapoda*. Изв. АН СССР, № 3.
- Люткевич Е. М. 1953в. Тектоника и перспективы нефтеносности между Балтикой и Тиманом. Сб. автореф. ВНИГРИ, № 10.
- Люткевич Е. М. 1955. Пермские и триасовые отложения Севера и Северо-Запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 86.
- Люткевич Е. М. и Лапкин И. Ю. 1953. О нижнетриасовых отложениях Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 88, № 1.
- Люткевич Е. М. и Пейсик М. И. 1957. Север Русской платформы. Очерки по геологии СССР. Тр. ВНИГРИ, т. 2, вып. 101.
- Люткевич Е. М. и Фрухт Д. Л. 1954. О вероятном нахождении погребенного кряжа фундамента платформы в Горьковской области. Докл. АН СССР, т. 25, № 2.
- Ляшенко А. И. 1956. Биостратиграфия девонских отложений Южного Тимана. Сб. «Вопросы стратиграфии и литологии палеозоя и мезозоя районов Европейской части СССР». Тр. ВНИГРИ, Гостоптехиздат.
- Мазарович А. Н. 1934. Стратиграфия континентальных пермских образований бассейна Волги и Вятки. БМОИП, отд. геол., т. 12 (1).
- Мазарович А. Н. 1937а. Двадцать лет изучения тектоники Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. 15 (5).
- Мазарович А. Н. 1937б. Континентальные отложения верхней перми и нижнего триаса Русской платформы. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгресса. Тезисы докл. ОНТИ.
- Мазарович А. Н. 1938. Основы геологии СССР. М.—Л.
- Мазарович А. Н. 1939а. О триасовых отложениях бассейна Ветлуги и Вятки. Уч. зап. МГУ, геология, вып. 26.
- Мазарович А. Н. 1939б. Стратиграфия пестроцветных образований верхней перми и нижнего триаса Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. 17 (1).
- Мазарович А. Н. 1946. О стратиграфии пестроцветных отложений бассейна Северной Двины. Уч. зап. МГУ, геология, т. 1, кн. 2, вып. 109.
- Мазарович А. Н. и Фениксова В. В. 1949. История исследований пермских отложений Русской платформы и Приуралья. Мат.-лы к познанию геол. строения СССР. Изд. МОИП, нов. серия, вып. 11 (15).
- Макаров Я. 1913. Нагорные террасы Сибири и происхождение их. Изв. Геол. ком., т. 32.
- Макарова Г. В. 1955. К вопросу о стратиграфическом положении уфимских отложений. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 86.
- Макарова Г. В. 1957. Пермские отложения центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Македонов А. В. 1947. Литологические исследования в Воркутском каменноугольном месторождении в 1941 г. Ч. 3. ВГФ, вып. 1.
- Македонов А. В. 1956. Парагенезис углей вмещающих пород и конкреций воркутской свиты и методы прогноза угленосности. Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. 5.
- Макеев П. С. 1935. Материалы к геоморфологии бассейна р. Ижмы. Тр. Ин-та физ. географии АН СССР, вып. 16.
- Малахов А. А. 1934. К стратиграфии четвертичных отложений бассейна среднего течения рек Мезени и Пезы. Изв. Рус. геогр. о-ва, т. 16, вып. 3.
- Малахов А. А. 1935. Геологические исследования в верховьях р. Мезени в 1933 г. Изв. ЛГГГТ, вып. 4 (9).
- Малахов А. А. 1940а. Геология и тектоника Тимана. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр., т. 5.
- Малахов А. А. 1940б. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья. Тр. Севгеолуправления, вып. 6.
- Малахова Н. П. 1948. К вопросу о границе девонской и каменноугольной систем на западном склоне Среднего Урала. Докл. АН СССР, т. 41, № 4.

- Малахова Н. П. 1950. Некоторые новые данные об известняках р. Шартымки на Южном Урале. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 74, № 2.
- Малахова Н. П., Пальмова В. И. 1940. О так называемом мартьяновском ярусе в пределах Прикамья. Сов. геология, № 10.
- Малашевский В. Н. и Попович Н. И. 1961. Структурно-фациальные зоны Приполярного и Полярного Урала в кембрийском периоде. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 67. Мат-лы по геологии Урала.
- Мамонтов В. Н. 1911. Геологическое исследование и полезные ископаемые в районе Ухта-Камской железной дороги. С.-Пб.
- Маркин В. В. 1948. Предварительный отчет по геологической съемке, проведенной партией в 1946 г. Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 5.
- Маркин В. В. 1956. Ордовик западного склона Приполярного Урала. Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и Русской платформы. Тезисы докл.
- Маркин В. В. 1958. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала (автореф. дисс.). Изд. ЛГУ.
- Маркин В. В. 1960. Ордовик западного склона Приполярного Урала. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 2.
- Мартынов А. В. 1933. Пермские ископаемые насекомые Архангельского края, ч. 2. Сетчатокрылые, вислокрылые и жуки. Тр. Палеозоологического ин-та АН СССР, т. 2.
- Мартынов А. В. 1938. Местонахождения ископаемых насекомых в пределах СССР. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 7, вып. 3.
- Масленников Д. Ф. 1935. Верхнепермские пластинчатожаберные Северного края. Тр. ЦНИГРИ, вып. 29.
- Масленников Д. Ф. 1936. К стратиграфии пермских отложений Северного края СССР. Тр. ЦНИГРИ, вып. 57.
- Матвеев А. К. и Бочковский Ф. А. 1931. О геологических работах в Печорском крае. Горный ж., № 9.
- Матвеев А. К. и Бочковский Ф. А. 1935. Угли среднего течения р. Адзвы. Мат-лы ЦНИГРИ. Полезные ископ., сб. 2.
- Материалы совещания по итогам геологических и геолого-разведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948—1953 гг. 1955. Изд. Коми АССР Сыктывкар.
- Мейендорф. 1841. О каменноугольных формациях в Европейской России. Горный ж., С.-пб., ч. 2, кн. 6.
- Меркулова Г. В. 1942. К вопросу о типах и генезисе месторождений горного хрусталя на Приполярном Урале. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Миклухо-Маклай А. Д., Львов К. А. 1960. Древний (доордовикский) вулканизм Полярного и Приполярного Урала и связанные с ним медные рудопоявления. Сов. геология, № 1.
- Милеровский Ю. А. 1933. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 7.
- Милорадович Б. В. 1936. Геологическое строение Джеджимской Пармы (Южный Тиман). Тр. ВНИГРИ, серия А, вып. 53.
- Мирчинк Г. Ф. 1935а. Стратиграфия, синхронизация и распространение четвертичных отложений Европы. Тр. 2-й конф. МАИЧПЕ, вып. 3.
- Мирчинк Г. Ф. 1935б. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи. Бюлл. КЧ. АН СССР, т. 4, вып. 2.
- Мирчинк М. Ф. 1938. Материалы к изучению брахиопод Пинежского цехштейна. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 7.
- Михайлов А. В. и Рябинин В. Н. 1934. О находке на Кольском полуострове валунов известняка с фауной карбона. Изв. ЛГГГТ, вып. 2.
- Михайлов Б. 1909. Из горнозаводской жизни Олонецкого края. Олонецкие губ. ведомости, апрель, № 45, 46; май, № 47—52.
- Михайлов Б. 1913. Очерк горнозаводского дела в Олонецкой губернии. Изв. о-ва изуч. Олонецкой губ., № 1.
- Михайловский Г. П. 1896. Предварительный отчет о командировке на Северный Урал летом 1895 г. Тр. Варшавского о-ва естествоисп., т. 7.
- Молдаванцев Е. П. 1927. Месторождения платины в районе Бурмантово в Северном Урале. Изв. Геол. ком., т. 46, № 2.
- Молдаванцев Е. П. 1928. Геологический очерк района Чистон и Хой-Эхва. Изв. геол. ком., т. 46, № 7.
- Молдаванцев Е. П. 1944а. Вулканизм и явления метаморфизма на Северном и Полярном Урале. Геология СССР, т. 12, Урал, ч. 1.
- Молдаванцев Е. П. 1944б. Тектоника Северного и Полярного Урала (восточный склон). Геология СССР, т. 12, Урал, ч. 1.
- Молдаванцев Е. П. 1958. Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале. Мат-лы ко 2-му Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент.

- Молдавандцев Е. П. и Демчук А. И. 1931. Геологический очерк района д. Еловки и месторождения самородной меди близ Надеждинского завода на Северном Урале. Изв. ВГРО, т. 50, вып. 90.
- Молдавандцев Е. П. и Сергиевский В. М. 1937а. Металлогения Западного сектора Советской Арктики. Тр. 17-й сессии междунар. геол. конгресса.
- Молдавандцев Е. П. и Сергиевский В. М. 1937б. О связи оруденения с тектоническими и магматическими процессами по Северному и части Среднего Урала. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр.
- Молдавандцев Е. П. и Сергиевский В. М. 1940. Металлогения Западного сектора Советской Арктики. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр., т. 5.
- Молчанов. 1813. Описание Архангельской губернии.
- Моор Г. Г., Рябухин Г., Сакс В. Н. 1940. Геологическая изученность и геологическая карта Советской Арктики. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр., т. 5.
- Морковкина В. Ф. 1955. Явление гибридизма и ассимиляции в породах габбро-перидотитовой формации Приполярного Урала. Тр. ГИЦ АН СССР, вып. 150.
- Морковкина В. Ф. 1958а. Гранодиоритовая интрузия габбро-перидотитовой формации и связанное с ней редкометальное оруденение (Полярный Урал). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 21.
- Морковкина В. Ф. 1958б. Об особенностях метаморфогенного габбро на примере габбро-перидотитовой формации Полярного Урала. Мат-лы ко 2-му Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент.
- Морковкина В. Ф., Лупанова Н. П. 1953. К вопросу о происхождении габбро-амфиболитов некоторых районов Северного Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Мошковцев С. Ф. 1933. Материалы к геологии восточного склона Северного Урала. Тр. ВГРО, вып. 259.
- Мурчисон Р., Вернейль Е. и Кейзерлинг А. 1849. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского (пер. с нем. и англ. А. Озерского). 1846—1848 гг.
- Наливкин Д. В. 1923. О геологическом строении Ухтинского нефтеносного района. Нефть и сланцевое хозяйство, т. 4, № 2.
- Наливкин Д. В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Ташкент.
- Наливкин Д. В. 1933. Геологические районы СССР. Проблемы сов. геологии, т. 1, № 1.
- Наливкин Д. В. 1935. О фауне пермских отложений п-ова Канин г. Фредерикса. Проблемы сов. геологии, № 4.
- Наливкин Д. В. 1936. Несогласие и складчатость (к 50-летию науч. и педагогической деятельности акад. В. И. Вернадского). Изд. АН СССР, т. 1.
- Наливкин Д. В. 1937а. Палеогеография палеозоя Арктики. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр., т. 5, М.
- Наливкин Д. В. 1937б. Палеогеография перми СССР. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр. Тезисы докл.
- Наливкин Д. В. 1940. Палеогеография палеозоя Арктики. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр., т. 5.
- Наливкин Д. В. 1943. Геологическая история Урала. Свердловск.
- Наливкин Д. В. 1944а. Геологическая история Урала. Свердловск.
- Наливкин Д. В. 1944б. Общий очерк силура Урала. Геология СССР, т. 12, ч. 1.
- Наливкин Д. В. 1944в. Общий очерк стратиграфии Урала. Геология СССР, т. 12, ч. 1.
- Наливкин Д. В. 1944г. Общий очерк тектоники Урала. Геология СССР, т. 12, Урал, ч. 1.
- Наливкин Д. В. 1947. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. 3. Девонская система. Госгеолиздат.
- Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях. Изд. АН СССР.
- Нат С. Г. 1915. Леса и воды Печорского края Вологодской губ. Лесной ж., вып. 4, стр. 531, вып. 5, стр. 787.
- Наумов Г. 1955. Об административном делении территории и экономических районов. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4.
- Наумова С. Н. 1929. Ботанико-географические исследования 1926 г. в предгорьях Северного Урала. Тр. О-ва изуч. Урала, Сибири и Дальнего Востока, т. 1, вып. 1.
- Наумова С. Н. и Болховитинова Н. А. 1947. Спорово-пыльцевая характеристика перми Печорского бассейна. Реф. науч.-исслед. работ за 1945 г., отд. геолого-географ. наук АН СССР.
- Наумова С. Н. 1953. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии. Тр. ИТН, вып. 143, геология.
- Нейбург М. Ф. 1948. Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. Палеоботаника СССР, т. 12, вып. 2, ч. 3.
- Нейбург М. Ф. 1954. Опыт флоростратиграфического сопоставления верхнепалеозойских отложений Ангориды и Гондваны (Индия). Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд. АН СССР.

- Нейштадт М. И. 1952. О происхождении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и в Европе. Мат-лы по четвертич. периоду СССР. АН СССР, вып. 3.
- Нефедова М. И. 1955. Брахиоподы девона Троицко-Печорского и Печорского районов. Сб. «Брахиоподы девона Волго-Уральской области». Тр. ВНИГРИ, вып. 88.
- Нечаев А. В. 1894. Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России. Тр. Казанского о-ва естествоисп., т. 27, вып. 4.
- Нечаев А. В. 1911. Фауна пермских отложений востока и Крайнего Севера Европейской России. *Brachiopoda*. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 61.
- Нечаев А. В. 1915. Казанский и уфимский ярусы пермской системы. Геол. вестн., т. 1, № 1.
- Нечаев А. В. 1921. Верхнепермские отложения. Геология России, т. 2, ч. 5, вып. 3.
- Никитин С. Н. 1883. Геологический очерк Ветлужского края (отчет об исследованиях, произведенных в 1880—1882 гг.). Мат-лы для геологии России, т. 11.
- Никитин С. Н. 1885. Заметка о распространении нижнего волжского яруса на Севере России. Изв. Геол. ком., т. 4.
- Никитин С. Н. 1888. Следы мелового периода в Центральной России. Тр. Геол. ком., т. 5, № 2.
- Никитин С. Н. 1891. Заметка о некоторых мезозойских ископаемых с полуострова Канин и р. Мезени из коллекций проф. К. Гревинга и акад. А. Рупрехта. Зап. Ак. наук, т. 67, прил. № 11.
- Никифорова О. И. 1954. Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений Подполи. Госгеолтехиздат.
- Новикова А. С. 1959. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Новосильцев А. 1901. В низовьях Печоры. Изв. Рус. геогр. о-ва, т. 38.
- Новосильцев А. 1907. Большеземельская тундра и Ледовитый океан. Зап. по гидрографии, вып. 28.
- Обручев Д. В. 1933. К стратиграфии среднего девона Ленинградской области. Зап. минер. о-ва, ч. 62, вып. 2.
- Обручев С. В. 1928. К геологии Южного Тимана. Геол. вестн., т. 6, № 1—3.
- Обручев С. В. 1937. Солифлюкционные (нагорные) террасы и их генезис на основании работ в Чукотском крае. Проблемы Арктики, № 3, 4.
- Общая унифицированная схема стратиграфии девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала. 1951. ВНИГРИ.
- Огнев Г. Н. 1930. Почвы юго-восточной части Коми области. Тр. Ленингр. лабор. агропочв, нов. серия, вып. 8.
- Ожинский И. С. 1938. Конгломерат Турьего мыса. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Озерецковский Н. 1792. Путешествие по озерам Ладожскому и Онежскому. С.-пб, стр. 335, изд. 1.
- Олли А. И. 1937. Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале. Тр. Башкирского геол. треста, вып. 6, Уфа.
- Олли А. И. 1948. Древние отложения западного склона Урала. Саратов.
- Осадчев Б. Я. 1951а. Геологическое строение горы Константинов Камень. (Полярный Урал). Тр. НИИГА, т. 30.
- Осадчев Б. Я. 1951б. Геологическое строение Юго-Восточного Пай-Хоя и Полярного Приуралья. Тр. НИИГА, т. 11.
- Осадчев Б. Я. 1954. К тектонике Урало-Пайхойской области. Тр. НИИГА, т. 43.
- Осадчев Б. Я. и Иванова А. М. 1952. Геологическое строение бассейна рек Нямы, Лядгая и Большой Хууты. Тр. НИИГА, т. 49.
- Осадчев Б. Я. и Шафрановский И. Н. 1945. Кальцит Приполярного Урала. Уч. зап. ЛГУ, серия естеств. наук, вып. 2.
- Осипова А. И. и Слюсарева А. Д. 1958. Казанские отложения по рекам Пинеге и Кулою и их сопоставление с отложениями Вятского вала и Волжско-Камского района. Изв. Высш. учеб. заведений. Геология и разведка, № 8.
- Оффман П. Е. 1945. Основные черты структуры среднего Тимана. БМОИП, отд. геол., т. 20 (5—6).
- Оффман П. Е. 1946. О происхождении валов восточной части Русской платформы в связи с исследованиями на Среднем Тимане. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Оффман П. Е. 1949. Новые данные по истории развития Тимана. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Охотников В. Н. 1958. Выступление на совещании, посвященном 25-летию геологического изучения Печорского угольного бассейна. Тр. геол. совещ. 25-летие геол. изуч. Печорского угольн. бассейна. Сыктывкар.
- Павлов А. П. 1894. О мезозойских отложениях Рязанской губ. Уч. зап. МГУ, естеств. отд., вып. 2.
- Павлов А. П. 1902. О нижнемеловых отложениях Печорского края. БМОИП, протоколы.

- Павлов А. П. 1909. Некоторые новые данные по тектонике Притиманской части Печорского края. Ежегод. геологии и минералогии России, т. 11, вып. 1—3.
- Павлов А. П. 1914. Юрские и нижнемеловые *Cephalopoda* Северной Сибири. Ак. наук, серия 8, т. 21, № 4.
- Падалка Г. Л. 1928. О высоких террасах на Северном Урале. Вест. Геол. ком., т. 3, вып. 4.
- Падалка Г. Л. 1936. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. Тр. Арктич. ин-та, т. 47.
- Падалка Г. Л. 1937. Западная полоса габбро-перидотитовой формации Урала. Петрография Урала, ч. I. Петрогр. ин-т им. Левинсон-Лессинга. Изд. АН СССР.
- Пай-Хойская геологическая экспедиция 1933—1936 гг. Тр. Полярного ком. АН СССР, вып. 26.
- Пандер. 1846. Отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1845 г. по линии С.-пб.-Моск. ж. д. Горный ж., № 10.
- Панов Д. Г. 1935. Основные черты тектоники Арктической Евразии. Проблемы сов. геологии, № 3.
- Панов Д. Г. 1937. Геоморфологический очерк полярных уралид и западной части полярного шельфа. Сб. «Геоморфологические очерки СССР», № 4. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 26.
- Панов Д. Г. 1957. Тектоника и происхождение центрального полярного бассейна. БМОИП, серия геол., № 1.
- Парханов М. Н. 1956. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала. Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и Русской платформы. Тезисы докл.
- Пахтусова Н. А. 1957. К проблеме поисков каменной соли на Севере Русской платформы. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, I.
- Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А. В. 1947. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. Изд. МОИП.
- Пейве А. В. 1956а. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов (ст. 1). Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Пейве А. В. 1956б. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами (ст. 2). Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Пейве А. В. и Синицын В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Первухина А. Е. 1940а. Девонские угли Северного Тимана. Сов. геология, № 8.
- Первухина А. Е. 1940б. Соляные источники Северного края как основа для поисков каменной соли. Тр. Северной базы АН СССР, вып. 5.
- Перевозчикова В. А. 1957а. Геология протерозоя Карелии. Мат-лы по геологии и полезным ископ. Северо-Запада СССР. Л.
- Першина А. И. 1956. О границе девона и карбона в Печорском Урале. Тр. Коми фил. АН СССР, № 4.
- Першина А. И. 1957а. Готландий и девон бассейнов рек Б. Сыни и Вангыра (южной оконечности гряды Чернышева). Изв. Коми отд. ВГО, № 4.
- Першина А. И. 1957б. Девонские отложения правобережья Средней Печоры. Тр. Коми фил. АН СССР, № 5.
- Першина А. И. 1958. Стратиграфия и палеогеография правобережья Средней Печоры и южной оконечности гряды Чернышева. Изд. Коми фил. АН СССР.
- Першина А. И. 1959. К стратиграфии пограничных слоев верхнего силура и девона гряды Чернышева. Тр. Коми фил. АН СССР, № 7.
- Петров В. П. 1948. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин, некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. ГИН АН СССР, вып. 95.
- Петрушевский Б. А. 1955. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд. АН СССР.
- Пикторский П. 1866. Отчет о геологической экскурсии в Костромской губ. Зап. МГУ, № 2.
- Пикторский П. 1867. О геологическом значении солигаллического известняка. БМОИП, № 4.
- Пистрак Р. М. 1938. Палеогеография девона Подмосковной котловины и смежных с ней областей. БМОИП, отд. геол., т. 16.
- Пистрак Р. М. 1950. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой. Тр. ГИН АН СССР, вып. 3, геол. серия, № 39.
- Плотников М. А. 1957. О некоторых признаках соленосности и ее характере в пермских отложениях бассейна верхнего течения р. Мезени и бассейна среднего течения р. Вашки. Тр. Коми фил. АН СССР, № 5.

- Погоревич В. В. 1956. Опыт биофациального изучения воркутской свиты северо-восточной части Печорского бассейна. Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. 5.
- Покровская И. М. 1937. Некоторые данные микропалеоботанического изучения межледниковых отложений рек Сев. Двины и Ваги. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. 1.
- Полевой П. И. 1907. Предварительная записка по исследованию Ухтинского нефтяного района. С.-пб.
- Полевой П. И. 1908. Ухтинский нефтеносный район. Геологический очерк. Зап. Имп. Рус. техн. о-ва, т. 13, № 11, январь, С.-пб.
- Поленов Б. К. 1888. Геологические наблюдения по р. Югу. Тр. с.-петерб. о-ва естествоисп., т. 19.
- Полканов А. А. 1934. Гиперборейская формация полуострова Рыбачий и острова Кильдин. Проблемы сов. геологии, т. 2, вып. 6 и доп. № 10.
- Полканов А. А. 1939. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр., т. 2.
- Полканов А. А. 1956. Геология готландия-иотния Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Половинкина Ю. И. 1952. Основные и ультраосновные породы Корсакая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. Тр. ВСЕГЕИ.
- Пономарев Т. Н. 1934. Геологические предпосылки к решению топливной проблемы Ленинградской области. Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. конф. Изд. ЦНИГРИ.
- Пономарев Т. Н. 1935. К вопросу изучения угленосности Печорского края. Проблемы сов. геологии, т. 4, № 4.
- Пономарев Т. Н. 1936. Минеральное топливо Севера Европейской части СССР. Тр. ЦНИГРИ, вып. 46.
- Пономарев Т. Н. 1937. Печорский бассейн, район р. Воркуты. Энергетические ресурсы СССР, т. 1. М.
- Пономарев Т. Н. 1938. Геологический очерк Воркутского угленосного района Северной области. Тр. ЦНИГРИ, вып. 109.
- Пономарев Т. Н. 1939. Геологический очерк Интовского угленосного района Печорского округа Коми АССР. Тр. ЦНИГРИ, вып. 125.
- Пономарев Т. Н. 1942. Печорские угли как база для металлургического топлива. Докл. АН СССР, т. 36, № 8.
- Пономарев Т. Н. 1958. Печорский бассейн. Запасы углей и горючих сланцев СССР. Госгеолтехиздат.
- Пономарев Т. Н. и Чернов А. А. 1929. Разведка на каменный уголь по р. Большой Инте в Печорском крае в 1927 г. Изв. Геол. ком., т. 48, № 9.
- Православлев П. А. 1926. Черепная крышка *Inostrancevia* sp. Ежегодн. Рус. палеонтол. о-ва, т. 6.
- Православлев П. А. 1927а. *Gorgonopsidae* из северодвинских раскопок В. П. Амалицкого. Северодвинские раскопки В. П. Амалицкого. III. Изд. АН СССР, Л.
- Православлев П. А. 1927б. Горгонопсид северодвинских раскопок 1923 г. (*Amalitzkia Anna* gen et, sp. nov.). Северодвинские раскопки проф. В. П. Амалицкого. IV. Изд. АН СССР, Л.
- Преображенский И. А. 1941. Граниты Мань-Хамбо. Приполярный Урал. Тр. Ин-та геологии СССР, петрогр. серия, вып. 59, № 20.
- Раабен М. Е. 1956. Протерозой и нижний палеозой южной части Полярного Урала (тезисы докл.). Совещ. по унификации стратигр. схем Урала. Изд. ВСЕГЕИ.
- Раабен М. Е. 1959. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Структура и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 35.
- Равикович А. И. 1956. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя бассейна Верхней Печоры (р. Унья). БМОИП, отд. геол., т. 31, (2).
- Разницын В. А. 1956. К вопросу о параллелизации зоны *Ehotrengi* Русской платформы и Урала. Докл. АН СССР, т. 106, № 5.
- Разницын В. А. 1958. О границе девона и карбона на Южном Тимане (Автореф. докл., прочитанного 24/XI 1957 г.). БМОИП, т. 63, отд. геол., т. 33, вып. 2.
- Разницын В. А. 1959. Условия образования нефтегазоносных отложений турне Верхне-Печорского района. Тр. Коми фил. АН СССР, т. 7.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1936. О фузулинидах и стратиграфическом расчленении нефтеносных известняков Стерлитамакского района. Докл. АН СССР, т. 1, № 7 (84).
- Раузер-Черноусова Д. М. 1940. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид. Тр. Геол. ин-та АН СССР, геол. серия, № 2, вып. 7.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1947. Основные результаты изучения фораминифер и стратиграфии верхнего палеозоя Печорского края и Притиманья. Рефераты науч.-исслед. работ за 1945 г., отд. геолого-географ. наук АН СССР.

- Раузер-Черноусова Д. М., Беляев Г. и Рейтлингер Е. 1936. Верхнепалеозойские фораминиферы Печорского края. Тр. Полярной комис. АН СССР, вып. 28.
- Ревунова К. А. 1938. Некоторые гастроподы из отложений татарского яруса бассейна рек Сухоны и Мезени. Ежегод. центр. науч.-исслед. геол.-развед. музея, т. 1.
- Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. 1955. Гостоптехиздат.
- Рихтер Г. Д. 1946. Север Европейской части СССР. Гос. изд. геогр. лит.
- Роддендорф Б. Б. 1947. Об ископаемых насекомых из Воркутского угольного бассейна. Докл. АН СССР, т. 7, № 4.
- Родный Н. И. 1948. Характеристика углей северо-восточной части Печорского бассейна. Мат.-лы 3-й геол. конф. Коми АССР, АН СССР, Сыктывкар.
- Розанов А. Н. 1911. О юрских отложениях Николаевского уезда Самарской губ. БМОИП, прил. № 1—3.
- Розанов А. Н. 1927. Стратиграфия содержащих фосфориты отложений Центральной и Северо-Восточной области, фосфоритовые горизонты и их вероятное происхождение. Сб. «Фосфориты СССР».
- Розанов А. Н. 1957. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Гостоптехиздат.
- Ронов А. Б. 1949. История осадконакопления и колебательные движения Европейской части СССР. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 3 (130).
- Ростовцев Н. Н. 19486. Разрез верхнего палеозоя северо-западной части Кельменского вала. Сов. геология, № 28.
- Ротай А. П. 1931. Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Донецкого бассейна. Тр. ГГРУ, вып. 73.
- Ротай А. П. 1939. Нижний карбон Донецкого бассейна и положение намюрского яруса в каменноугольной системе. Тр. 17-й сессии Междунар. геол. конгр., т. 1.
- Ротай А. П. 1941. Итоги работ в пределах обнаженного Донбасса. Большой Донбасс. Сб. статей Госгеолиздата. Ком. по делам геологии.
- Ротай А. П. 1947а. Новые данные по угленосности южной части Печорского бассейна. Тр. ГИН АН СССР, серия угольн., № 2, вып. 90.
- Ротай А. П. 19476. О работах на железе в Приполярном Урале. Мат.-лы 2-й геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар.
- Руднев Д. Д. 1904. Большеземельская экспедиция 1904 г. Изв. Рус. геогр. о-ва, т. 50, вып. 1.
- Руднев Д. Д. 1905. Предварительный отчет о Большеземельской экспедиции 1904 г. Изв. Рус. геогр. о-ва, т. 41, вып. 3.
- Руднев Д. Д. и Кулик Н. А. 1909. Экспедиция для исследования Печорского края. Изв. Архангельского о-ва изуч. русского Севера, № 2.
- Рудовиц Ю. Л. 1947. О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и о границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане. Бюлл. КЧ. АН СССР, № 9.
- Руженцев В. Е. 1937а. Граница карбона и перми по материалам Чкаловской области и Южной Башкирии. Тр. Междунар. геол. конгр.
- Руженцев В. Е. 19376. Проблема карбона и перми. БМОИП, отд. геол., т. 15 (5).
- Руженцев В. Е. 1947. К вопросу об объеме сакмарского яруса. Докл. АН СССР.
- Ружицкий В. О. 1957. Алмазы недр Европейской части СССР. Природа, № 12.
- Рысюков И. Л. 1939. Молодые вулканические образования на Пай-Хое. Проблемы Арктики, № 9.
- Рябинин А. Н. 1927. *Trematosuchus Jakovlevi* nov. sp. из нижнетриасовых отложений окрестностей г. Рыбинска. Изв. Геол. ком., т. 45, № 5.
- Рябинин А. Н. 1930. *Wetlugasaurus angustifrons* из нижнего триаса Ветлужского края. Ежегод. Русс. палеонтол. о-ва, т. 8.
- Рябинин В. Н. 1932. Девонские *Stromatoporoida* Тимана. Изв. ВГРО, вып. 58.
- Рябинин В. Н. 1939. Палеозойские строматопоронидеи Печорского края и Приуралья. Тр. Северного геол. упр., вып. 2. Архангельск.
- Рябинин В. Н. 1955. Верхнедевонские строматопоронидеи Тимана. Тр. ВНИГРИ, вып. 90.
- Рябухо В. М. 1946. Основные показатели качества углей Печорского бассейна. Вестн. науч.-исслед. углехимич. ин-та, Свердловск.
- Сазонова З. А. 1938. Петрография базальтов Чешской губы. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 12.
- Сакс В. Н. 1939. Основные моменты четвертичной истории юго-восточного побережья Карского моря. Проблемы Арктики, № 10—11.
- Сакс В. Н. 1948. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Арктич. ин-та, вып. 201.

- Салтурин С. П. 1927. Экономические предпосылки к сооружению Пинюг-Усть-сысольской железной дороги (Участок Московско-Ухтинской магистрали). Коми-Му-Зырянский край, № 6—9.
- Самбук Ф. В. 1930. Ботанико-географический очерк долины р. Печоры. Тр. Ботанического музея АН СССР, т. 22.
- Самбук Ф. В. 1939. Поемные луга бассейна Печоры. Сыктывкар.
- Сарбеева Л. Г. 1947. Петрографическое изучение углей и угольных пластов Воркутского месторождения. Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.
- Саркисян С. Г., Тихомиров С. В. и Варова З. В. 1949. К литологии девонских отложений Среднего Тимана. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 64, № 1.
- Сарычева Т. Г. 1933а. К вопросу о сопоставлении нижнекаменноугольных отложений южного и северо-западного крыльев Подмосковского бассейна. Изв. МГРТ, т. 2, вып. 1.
- Сарычева Т. Г. 1933б. Стратиграфическое подразделение нижнего карбона Подмосковского бассейна. Изв. МГРТ, т. 2, вып. 1.
- Сверчков В. С. 1939. Амдерминское месторождение плавикового шпата. Тр. Арктич. науч.-исслед. ин-та, ГУСМП.
- Северный Урал. 1929. Предварительные итоги Северо-Уральской экспедиции Академии наук. Мат.-лы исслед. за 1926 и 1927 гг., серия Урал, вып. 7.
- Семенов-Тянь-Шанский В. П. 1915. Типы местностей Европейской части России и Кавказа. Зап. Рус. геогр. о-ва, т. 2.
- Семихатова С. В. 1934а. Материалы по системе *Spiriferidae*. Тр. ВГРО, вып. 370.
- Семихатова С. В. 1934б. Отложения московской эпохи в Нижнем и Среднем Поволжье и положение московского яруса в общей схеме напластований каменноугольной системы в СССР. Проблемы сов. геологии, т. 3, № 8.
- Семихатова С. В. 1936. Материалы к стратиграфии нижнего и среднего карбона Европейской части СССР. БМОИП, нов. серия, т. 44, отд. геол., т. 14, № 3.
- Семихатова С. В. 1947. Подтрицититовые слои верхнего карбона. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 58, № 9.
- Семихатова С. В. 1950. К вопросам стратиграфии нижней части среднего карбона. БМОИП, отд. геол., т. 25 (3).
- Сергиевский В. М. 1939. Эффузивные циклы Урала. Объяснительная зап. к геол. карте Урала.
- Сергиевский В. М. 1948. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. Мат.-лы ВСЕГЕИ, общ. серия, сб. 8.
- Сергиевский В. М. 1956. Стратиграфические подразделения силурийской и девонской систем (тезисы докл.). Совещ. по унификации стратигр. схем Урала и Рус. платформы. Изд. ВСЕГЕИ.
- Сергиевский В. М. 1958. Восточный склон Урала. Силурийская система. Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия. Изд. ВСЕГЕИ.
- Сердюченко Д. П. 1959. Граниты Южного Тимана и их аксессуарные минералы. Изд. АН СССР.
- Сидоров М. 1870. Север России, Сиб. тип. Почтового департамента. (2), 23, 556 (1) стр.
- Сидоров М. 1881. Север России. О горных его богатствах и препятствиях к их разработке. с-петерб. тип. Д. И. Шеметкина, 33, 239 (1).
- Сирин Н. А. 1937. Геолого-петрографическое описание габбрового массива Ялпинг-Нер на Северном Урале. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 2.
- Сирин Н. А. 1945. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. Тр. ГИН АН СССР, серия петрограф., вып. 72 (№ 22).
- Сирин Н. А. 1947. О следах двух оледенений на Приполярном Урале. Бюлл. КЧ. АН СССР, № 10.
- Сирин Н. А. и Шмакова Г. В. 1937а. Геологическое описание верхней части бассейна Северной Сосьвы. Тр. Арктич. ин-та, т. 24.
- Сирин Н. А. и Шмакова Г. В. 1937б. Геологическое описание южной части бассейна р. Вольи. Тр. Арктич. ин-та, т. 24.
- Ситников Г. Г. 1955а. Европейский Север РСФСР. М.
- Ситников Г. Г. 1955б. Северо-запад РСФСР. М.
- Скробов А. А. 1935. Новые данные Сереговского солеваренного завода. Изв. ЛГГГТ, № 4 (9).
- Скробов А. А. и Смирнов В. И. 1939. Природные минеральные воды Северного края. Тр. Севгеолуправления, вып. 4.
- Смирнов В. И. 1935. Магнитные аномалии в Северном крае. Хозяйство Севера, № 4.
- Смирнова Л. К. 1947а. Материалы по споровому анализу Печорского бассейна (район рек Заостренной, Шарью, Нега). Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.
- Смирнова Л. К. 1947б. Результаты спорового анализа углей Воркутского месторождения Печорского бассейна. Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.

- Снятков А. А. 1923. Коллекция горных пород из Александровской скважины на бывшем заводе А. И. Кокорева в окрестностях г. Тотьмы. Север, кн. 1.
- Соболев И. Д. 1956. Осадочно-вулканогенная толща силура и девона восточного склона Среднего и Северного Урала (Совещ. по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы докл.). Изд. АН СССР и ВСЕГЕИ.
- Соболев Н. Н. 1899. Геологические наблюдения вдоль Вологодско-Архангельской железной дороги. Мат-лы к познанию геол. строения России, вып. I.
- Соболев Н. Н. 1890. О карстовых явлениях Онежско-Двинского водораздела. Изв. Рус. геогр. о-ва, т. 35, вып. 5.
- Соколов А. М. 1911. Гончарный промысел в Вытегорском уезде Олонецкой губернии.
- Соколов А. М. 1913. Гончарное производство. Кустарная промышленность России.
- Соколов Б. С. 1939. Стратиграфическое значение и типы *Chaetetidae* карбона СССР. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 23, № 4.
- Соколов Б. С. 1940. Происхождение и стратиграфия песчано-глинистой свиты C_1^h и C_2^h Подмосковского бассейна. Сов. геология, № 5—6.
- Соколов Б. С. 1941. Стратиграфическая схема северного крыла Подмосковского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Соколов Б. С. 1944. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии севера Подмосковского бассейна (Любытинский район). Уч. зап. ЛГУ, серия геол.-почв., вып. 11, № 70.
- Соколов Б. С. 1946. Нижний карбон Вытегорского района. Основные черты стратиграфии и палеогеографии северного крыла Подмосковского бассейна. Уч. зап. ЛГУ, № 93.
- Соколов Б. С. 1951. Табуляты палеозоя Европейской части СССР, ч. I. Ордовик Западного Урала и Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 48.
- Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Соколов Б. С. 1953. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (девонских) отложений Северо-Запада Русской платформы. Девон Русской платформы. Изд. ВНИГРИ.
- Соколов Б. С. 1956. Сравнительная характеристика дозйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 95, геол. сб. 2.
- Соколов Б. С. 1958. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Геол. сб., № 3. Тр. ВНИГРИ, вып. 126.
- Соколов В. С. 1960. Додевонская палеогеография Русской платформы и некоторые вопросы стратиграфии. В кн. сов. геологов (совещ. по стратиграфии силура и девона). Бонн—Брюссель.
- Соколов Б. С. и Дзевановский Н. К. 1957. О стратиграфическом положении и возрасте осадочных пород нижнего докембрия. Сов. геология, сб. 55.
- Соколов В. Д. 1910. Тиманская нефть. М.
- Соколов Д. Н. 1908. Ауцеллы Тимана и Шпицбергена. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 36.
- Соколов Д. Н. 1912. К аммонитовой фауне Печорской юры. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 76.
- Соколов Д. Н. 1915. К вопросу о возрасте *Amaltheus (Oxynoticeras) baldri* Key s. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 8, вып. 3.
- Соколов Д. Н. 1928. Мезозойские окаменелости из Большеземельской тундры. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 3.
- Соколов К. П. 1956. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. Госгеолтехиздат.
- Солнцев О. А. 1959. Метаморфические сланцы. Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 133.
- Солнцев О. А. и Кушнарева Т. И. 1957. Тимано-Печорская провинция. Очерки по геологии СССР, т. 2. Тр. ВНИГРИ, вып. 101.
- Софронов Г. П. 1944. Четвертичные отложения Воркутского района. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 6.
- Софронов Г. П. 1945. К геоморфологии Войкарского района (Полярный Урал). Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Софронов Г. П. 1956. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала. Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и Рус. платформы. Тезисы докл. Изд. ВСЕГЕИ.
- Сошкина Е. Д. 1928. Нижнепермские (артинские) кораллы западного склона Северного Урала. БМОИП, отд. геол., т. 6, (3—4).
- Сошкина Е. Д. 1929. Тельпоз-Из (высочайшая вершина Северного Урала). Северная Азия, № 2.

- Сошкина Е. Д. 1930. Геологическое строение левобережья р. Печоры в районе рек Большой и Малой Кожвы и Точильной горы на р. Соплеске. Тр. Ассоц. науч.-исслед. ин-та, отд. геол., т. 3.
- Сошкина Е. Д. 1936. Кораллы *Rugosa* среднего девона Северного Урала. Тр. Полярной комис. АН СССР, вып. 28.
- Сошкина Е. Д. 1949. Девонские кораллы *Rugosa* Урала. Тр. палеонтол. ин-та АН СССР, т. 15, вып. 5.
- Сошкина Е. Д., Добролюбова Т. А., Порфирьев Г. 1941. Пермские *Rugosa* Европейской части СССР. Палеонтология СССР, т. 5, ч. 3, вып. 1.
- Спиридонов Т. Н. 1935. К вопросу о стратиграфии каменноугольных и пермских отложений района среднего течения р. Мологи. Изд. ЛГГГРТ, № 4 (9).
- Спижарский Т. Н. 1945. Схема тектоники Советского сектора Арктики. Докл. юбил. сессии (25 лет) Арктич. ин-та Севморпути, М.—Л.
- Спиридонов М. А., Яковлева С. В. Четвертичные отложения побережья полуострова Канина и бассейна р. Пёзы. Сб. ВСЕГЕИ «Мат-лы по четвертич. геологии и геоморфологии СССР», нов. серия, вып. 42. Госгеолтехиздат. 1961.
- Справочник 1934 г. по водным ресурсам СССР, т. 2. Северный край.
- Степанов Д. Л. 1951. Верхний палеозой западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 54.
- Стоянов А. А. 1919. Годовой отчет Геологического комитета. Изв. Геол. ком., т. 38.
- Страхов Н. М. 1946. Историко-геологические типы осадконакопления. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Суворов А. И. 1955. О некоторых признаках подземных разломов. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Судовиков Н. Г. 1936. Конгломерат Кандалакшских островов (Белое море). Уч. зап. ЛГУ, № 9, серия геол.-почв.-геогр., вып. 2.
- Судовиков Н. Г. 1939. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия Карельской АССР. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий.
- Сумгин М. И. 1933. Южная граница вечной мерзлоты в пределах СССР. Тр. Комис. по изуч. вечной мерзлоты. Изв. АН СССР, т. 2.
- Сушкин П. 1935. *Pertocynodon*, цинодонт из верхнепермских отложений р. Северной Двины. Тр. Палеозоологического ин-та АН СССР, т. 4.
- Тархов А. Г. 1947. Опыт применения геофизических методов к разведке геологических структур Европейского Севера СССР. Мат-лы всесоюз. геол. ин-та, серия геофизика, сб. 11.
- Тебенков В. П. 1927. Геологические исследования в бассейне р. Вуктыл в связи с изучением угленосности Печорского края. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. за 1926—1927 гг.
- Теодорович Г. И. 1935. К геологии среднего и верхнего карбона западного склона Южного Урала. БМОИП, отд. геол., т. 13 (1).
- Теодорович Г. И. 1936. Некоторые вопросы стратиграфии каменноугольных отложений западного склона Южного Урала. Проблемы сов. геологии, № 7.
- Теодорович Г. И. 1945. Башкирский ярус среднего карбона. Изд. АН СССР, серия геол., № 5.
- Терентьева Е. В. 1929. Разведки полезных ископаемых летом 1928 г. в Онежском районе. Тр. Северного краевого ин-та пром. изысканий. Архангельск.
- Тетяев М. М. 1935. К тектонике Арктики. Тр. 1-й геол.-разв. конференции Главсевморпути, т. I.
- Тетяев М. М. 1938. Геотектоника СССР. Л.—М.
- Тетяев М. М. 1939. Геотектоника Советской Азии. Мат-лы геол. конгр. 17-я сессия, т. I. М.
- Тимофеев В. М. 1935. Петрография Карелии. Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 5.
- Тихий В. Н. 1953. Стратиграфия отложений девона Среднего Поволжья и Заповолжья. Сб. «Девон Русской платформы». Госоптехиздат.
- Тихомиров С. В. 1948. Девон Среднего Тимана. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Тихонович Н. Н. 1930. К геологии Ухтинского нефтеносного района. Нефт. хозяйство, № 8—9.
- Тихонович Н. Н. 1933. Результаты геологоразведочных работ в Ухто-Печорском районе и на о-ве Вайгач (1929—1932 гг.). Изд. Ухто-Печорского треста, Чибью.
- Тихонович Н. Н. 1938. О возрасте Тиманского верхнего карбона. Сов. геология, № 12.
- Тихонович Н. Н. 1941. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции. Сов. геология, № 1.
- Тихонович Н. Н. 1946. О структуре Тиманского кряжа. БМОИП, нов. серия, отд. геол., т. 21 (6).
- Тихонович Н. Н. 1951. Девонские отложения Русской платформы и Приуралья. Госоптехиздат. М.—Л.

- Тихонович Н. Н., Сенюков В. М. 1946. К вопросу нефтеносности девонских отложений Русской платформы и Западного Приуралья. Пенза—Москва.
- Толстухин Н. И. 1924. К геологии Архангельской и Вологодской губернии. БМОИП, отд. геол., т. 2, вып. 3.
- Толстухина М. М. 1928. Заметка о каменноугольных отложениях Архангельской и Северо-Двинской губерний. Вестн. Геол. ком., т. 3, № 9—10.
- Толстухина М. М. 1933. О возможной угленосности и рудоносности каменноугольных отложений р. Онеги. Проблемы сов. геологии, т. 3, № 7.
- Толстухина М. М. 1934. Каменноугольные отложения Онежско-Двинского междуречья. Зап. Всерос. минер. о-ва, серия 2, ч. 63, вып. 3.
- Толстухина М. М., Толстухин Н. И. 1935. Материалы к геоморфологии Онежско-Двинского междуречья. Изв. Геогр. о-ва, т. 67, вып. 3.
- Трофимов В. С. 1940. Углеродсодержание перидотиты района с. Калгачихи. Архангельской области. Изв. АН СССР, серия геол., вып. № 6.
- Трущелев М. Г. 1960. Медно-свинцово-цинковые месторождения на р. Илыче (западный склон Северного Урала). Изд. АН СССР.
- Туманов П. А. и Ляшенко Н. И. 1957. Стратиграфия среднего девона Юго-Восточного Притиманья. Докл. АН СССР, т. 113, № 6.
- Тумель В. Ф. 1946. Карта распространения вечной мерзлоты в СССР. Мерзлотоведение, т. 1, вып. 7.
- Урванцев Н. Н. 1932. К геологии Северной Земли. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 9.
- Уринсон М. С. 1955. Планирование народного хозяйства по союзным республикам и экономическим районам. М.
- Успенский Н. М. 1952. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. Сб. петрологии и минералогии некоторых рудных районов СССР.
- Устрицкий В. И. 1956а. К вопросу о северном продолжении Урала. Докл. АН СССР, т. 110, вып. 3.
- Устрицкий В. И. 1956б. Силур и девон Пай-Хоя (тезисы докл.); Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и сложных древних свит Урала и Русской платформы, проходящего в г. Свердловске в 1956 г. Изд. ВСЕГЕИ.
- Федоров А. Н. 1941. Новое месторождение нефти Елмач-Парма. Разведка недр, № 4.
- Федоров Е. С. 1888. Новые данные по геологии Северного Урала. Изв. Геол. ком., т. 7, № 1.
- Федоров Е. С. 1890. Геологические исследования на Северном Урале в 1884—1886 гг. Горный ж., т. 2, 1889 г., т. 1, т. 2, 1890 г.
- Федоров Е. С. 1896. Геологические исследования на Северном Урале в 1887—1889 гг. Горный ж., т. 2, 3, 4.
- Федоров Е. С. 1897. Пояснения к геологической карте, приложенной к отчету профессора Е. С. Федорова. Горный ж., кн. 12.
- Федоров Е. С. 1898. Геологические исследования на Северном Урале в 1887—1889 гг. Горный ж., 1896, 1897, 1898 гг., т. 2 и 3.
- Федоров Е. С. 1904. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горный ж., т. 2 и 3.
- Федоров Е. С. и Никитин В. В. 1901. Богословский горный округ. С.-Пб.
- Фениксова В. В. 1952. О стратиграфии красноцветных отложений Горьковского Поволжья. Уч. зап. МГО, вып. 161, геология, т. 5.
- Ферсман А. Е. 1913. Материалы к исследованию цеолитов в России. I. Цеолиты Урала и Тимана. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 7, вып. 5.
- Ферсман А. Е. 1920. Драгоценные и цветные камни России, т. I.
- Ферсман А. Е. 1941. К минералогии Ухтинских радиевых месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Фишман М. В. 1956. Геологическое строение и горные породы хребта Сабля (Приполярный Урал). Изд. Коми АССР, Сыктывкар.
- Фишман М. В. и Голдин Б. А. 1959. Об амфиболовом асбесте на западном склоне Полярного Урала. Тр. Коми фил. АН СССР, вып. 7.
- Форш Н. Н. 1933. Новые данные о строении окской толщи Боровичского и Тихвинского районов и значение этого вопроса для проблемы карбона. Изв. ЛГГГТ, № 2—3 (7—8).
- Форш Н. Н. 1951. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья. Сб. «Геология Поволжья». Тр. ВНИГРИ, вып. 45.
- Фотиади Э. Э. 1953. О некоторых связях между гравитационными и магнитными аномалиями на Русской платформе. Сб. «Разведочная и промысловая геофизика», № 3. Гостеолиздат.
- Фотиади Э. Э. 1955а. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. Сб. «Прикладная геофизика», № 12. Гостоптехиздат.
- Фотиади Э. Э. 1955б. Схема структуры современной поверхности кристаллического фундамента Русской платформы (карта м-ба 1:4 000 000). Науч.-исслед. ин-т геофиз. методов разв.

- Фотиади Э. Э. 1957а. К оценке гравитационного влияния крупных фашиально-литологических комплексов осадочного покрова различных районов Русской платформы и Юга Европейской части СССР. Сб. «Прикладная геофизика», № 17. Гостоптехиздат.
- Фотиади Э. Э. 1957б. О структуре кристаллического фундамента Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 101, т. 2. Гостоптехиздат.
- Фотиади Э. Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та геофиз. методов разв., т. 4. Гостоптехиздат.
- Фотиади Э. Э. 1959. О строении складчатого фундамента Европейской части СССР. Геол. сб. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, № 4.
- Фредерикс Г. Н. 1915а. Заметка о фауне верхнего карбона Большеземельской тундры. Геол. вестн., т. 1, вып. 6.
- Фредерикс Г. Н. 1915б. Палеонтологические заметки. К познанию верхнекаменноугольных и артинских *Productus*. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 103.
- Фредерикс Г. Н. 1916. Палеонтологические заметки. О некоторых верхнепалеозойских брахиоподах Евразии. Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 156.
- Фредерикс Г. Н. 1921. Находки верхнекаменноугольных отложений на берегу Югорского Шара. Геол. вестн., т. 4.
- Фредерикс Г. Н. 1926а. *Daviciella gigantea* и сопровождающие ее формы из нижнего карбона Большеземельской тундры. Тр. Геол. муз. АН СССР, т. 1.
- Фредерикс Г. Н. 1926б. Материалы к фауне песчано-глинистой толщи с р. Кёжим-Тёровой. Изв. Геол. ком., т. 15, № 2.
- Фредерикс Г. Н. 1927. О возрасте Северного Урала. Вестн. Геол. ком., т. 2, № 10.
- Фредерикс Г. Н. 1932. Верхний карбон р. Кёжим-Тёровой. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 2.
- Фредерикс Г. Н. 1934. Фауна пермских отложений полуострова Канина. Тр. Арктич. ин-та, т. 13.
- Хабаков А. В. 1926. О чешуйках рыб с р. Кёжим-Тёровой. Изв. Геол. ком., т. 45, № 2.
- Хабаков А. В. 1927. О фашиальном распределении фауны рыб в верхнепермских отложениях Европейской России. Геол. вестн., № 4—5.
- Хабаков А. В. 1928а. *Anodonthacanthus ruthenorum* sp. nov., новый ихтиодорулит из пермских отложений Европейской части СССР. Ежегод. Всерос. палеонтол. о-ва, т. 7.
- Хабаков А. В. 1928б. Палеогеографические взаимоотношения русского и западноевропейского цехштейна. Геол. вестн., т. 6, № 4—6.
- Хабаков А. В. 1932. По водоразделам Лузы и Юга. Зап. Росс. минер. о-ва, серия 2, т. 61, № 1.
- Хабаков А. В. 1937. Фауна радиолярий из нижнемеловых и верхнеюрских фосфоритов бассейна Верхней Вятки и Камы. Ежегод. Всерос. палеонтол. о-ва, т. 2.
- Хабаков А. В. 1938. Полярно-Уральские геологические экспедиции ВАИ. Проблемы Арктики, № 1.
- Хабаков А. В. 1945. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. Тр. ГГУ Главсевморпути, вып. 15.
- Хабаков А. В. 1946. Геологическое строение Карского побережья Северо-Восточного Пай-Хоя. Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 20.
- Хайцгер Л. Л. 1959. Новые данные о возрасте базальтов гряды Чернышева и северо-восточных районов Печорского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Харитонов Л. Я. 1955. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. 3-й сессии Ком. по определению абсолютного возраста. Изд. АН СССР.
- Херасков Н. П. и Милановский Е. Е. 1953. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. В кн. «Памяти проф. Мазаровича А. Н.». МОИП.
- Хименков В. Г. 1914а. Очерк геологического строения и фосфоритовых залежей бассейна рек Сысолы и Б. Визинги в Усть-Сысольском уезде Вологодской губернии. Тр. Комис. Моск. С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, серия I, т. 6.
- Хименков В. Г. 1914б. О юрских образованиях и месторождениях фосфоритов и серного колчедана в районе рр. Сысолы и Б. Визинги, Усть-Сысольского уезда Вологодской губ. Изв. Вологодского о-ва изуч. Северного края, вып. 1.
- Хименков В. Г. 1915. Геологическое строение и фосфориты бассейнов рек Сысолы и Лузы. Усть-Сысольского уезда Вологодской губернии (исследования 1914 г.). Тр. Комис. Моск. С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, серия I.
- Хименков В. Г. 1921. Геологические исследования в бассейнах рек Юга, Молмы, Вохмы в Никольском уезде Вологодской губернии. Изд. Агротехслужбы Северной ж. д. вып. 1.
- Хименков В. Г. 1927. О перерыве между нижним и средним карбоном в северо-западной части Подмосковного каменноугольного бассейна. Мат.-лы по общей и прикл. геологии, вып. 72.

- Ходалевич А. Н. 1951. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Свердловской области. Тр. Свердловского Горного ин-та, вып. 18.
- Худяев И. Е. 1926а. К геологии Сысольского района. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., т. 56, вып. 1.
- Худяев И. Е. 1926б. О некоторых полезных ископаемых в районе р. Сысолы. Коми-Му-Зырянский край, № 8.
- Худяев И. Е. 1927а. Мезозойские осадки в районе р. Сысолы. Изв. Геол. ком., т. 46.
- Худяев И. Е. 1927б. Новые данные по стратиграфии верхнеюрских и неоконских образований в Сысольском районе. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., т. 57, вып. 4.
- Худяев И. Е. 1931а. О радиолариях в фосфоритах Сысольского района. Тр. ГГРУ, вып. 46.
- Худяев И. Е. 1931б. Отчет о геологических и гидрогеологических исследованиях в районе Сереговского солеваренного завода летом 1928 г. Тр. ГГРУ, вып. 31.
- Худяев И. Е. 1932. Фауна верхнекемериджских отложений Тимана. Изв. ВГРО, вып. 42.
- Чалышев В. И. 1957. Ритмичность верхнепермских отложений Средней Печоры. Тр. Коми фил. АН СССР, № 5.
- Чалышев В. И. 1959. Обзор стратиграфии лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры. Тр. Коми фил. АН СССР, № 7.
- Чеклецов А. Н. 1832. Геологические исследования во втором участке пермских заводов. Горный ж., кн. 10.
- Чепиков К. Р. 1948. О возрасте уфимских отложений. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Чермак А. 1910. Материалы по статистико-экономическому описанию Олонецкого края.
- Чернов А. А. 1909. О геологических условиях залегания Печорской нефти. Ежегод. по геологии и минералогии России, т. 11.
- Чернов А. А. 1925. Угленосные районы бассейна Кос-ю в Печорском крае по исследованиям 1924 г. Тр. Геол. ком. Мат-лы по общей и прикл. геологии, вып. 119.
- Чернов А. А. 1926а. Геологическое строение и важнейшие полезные ископаемые Коми области. «Коми область». Изд. Облплана, г. Устьсысольск.
- Чернов А. А. 1926б. Полезные ископаемые Печорского края. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 35.
- Чернов А. А. 1927а. Геологическое строение бассейна Кос-ю в Печорском крае по исследованиям 1925 г. Изв. Геол. ком., т. 46, № 8—10.
- Чернов А. А. 1927б. О геологических исследованиях в 1926 г. в бассейне Большой Сыни и Вуньважа. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1925—1926 гг.
- Чернов А. А. 1932а. Об отсутствии перерыва между верхнекаменноугольными и нижнепермскими осадками Приуралья. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 21.
- Чернов А. А. 1932б. Стратиграфия и тектоника угленосного района р. Адзьвы в Печорском крае по исследованиям 1929 г. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 70.
- Чернов А. А. 1933. Угли р. Воркуты в Печорском бассейне. Хим. твердое топливо, т. 4, вып. 2.
- Чернов А. А. 1935. Полезные ископаемые Печорского края с Пай-Хоем, Вайгачом и южным островом Новой Земли. Изд. Крайплана, Архангельск.
- Чернов А. А. 1936а. Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя. Тр. Полярной комис. АН СССР, вып. 26.
- Чернов А. А. 1936б. О некоторых выводах и ближайших задачах, связанных с изучением геологического строения Пай-Хоя. Тр. 1-й геол.-разв. конф. Главсевморпути, т. 2.
- Чернов А. А. 1937. История палеозойской геосинклинали на западном склоне Полярного Урала. БМОИП, отд. геол., т. 15 (2).
- Чернов А. А. 1940. Краткий обзор девонских отложений Южного Тимана в связи с девонскими отложениями Северного Тимана. БМОИП, отд. геол., т. 18 (3—4).
- Чернов А. А. 1947а. Геологические исследования Печорской Пижмы в 1942 г. Тр. Базы АН Коми АССР, серия геол., вып. 2.
- Чернов А. А. 1947б. Геологические исследования Северного Тимана в 1937 г. Мат-лы к познанию геол. строения СССР. Изд. БМОИП, нов. серия, вып. 6 (10).
- Чернов А. А. 1948а. Минерально-сырьевая база Северо-Востока Европейской части СССР (Анализ и перспективы). Изд. АН СССР.
- Чернов А. А. 1953. Тектоника Тимана и Притиманья. Производительные силы Коми АССР, т. 1. Изд. АН СССР.
- Чернов А. А. и Чернов Г. А. 1940. Геологическое строение бассейна р. Кос-ю в Печорском крае по исследованиям 1935 г. Изд. СОПС АН СССР.
- Чернов Г. А. 1936. Геологические исследования в районе р. Нямды, правого притока р. Коротаихи. Тр. Полярной комис. АН СССР, вып. 26.
- Чернов Г. А. 1939а. Геологическое исследование в центральной части Большеземельской тундры в 1939 г. Тр. Северной базы АН СССР, вып. 5.

- Чернов Г. А. 1939б. Четвертичные отложения юго-восточной части Большеземельской тундры. Тр. Северной базы АН СССР, вып. 5.
- Чернов Г. А. 1940. Аллювиальные отложения Верхней Печоры и Илыча. Тр. Печорско-Илычского госзаповедника, вып. 1.
- Чернов Г. А. 1944. Образование террас Печорского бассейна. Тр. Севгеолуправления, вып. 14.
- Чернов Г. А. 1945. Новые данные по геологии и перспективах нефтеносности и угленосности восточной части Большеземельской тундры. Сов. геология, сб. № 4.
- Чернов Г. А. 1947. Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры. Бюлл. КЧ. АН СССР, № 9.
- Чернов Г. А. 1948а. Археологические находки в центральной части Большеземельской тундры. Тр. КЧ. АН СССР, т. 7, вып. 1.
- Чернов Г. А. 1948б. Новые данные по геологии и тектонике западного склона Приполярного Урала. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 61, № 5.
- Чернов Г. А. 1951а. Археологические находки в восточной части Большеземельской тундры. Сов. археология, т. 15.
- Чернов Г. А. 1951б. Стоянки древнего человека в северной части Большеземельской тундры. Краткие сообщения ИИМК, вып. 36. Изд. АН СССР.
- Чернов Г. А. 1955. Хэйбидя-Пэдарское жертвенное место в Большеземельской тундре. Сов. археология, т. 22.
- Чернов Г. А. 1956. Геологическое строение южной оконечности гряды Чернышева. Тр. ВНИГРИ, вып. 7.
- Чернов Г. А. 1958. О перспективах Тимано-Пайхойской нефтегазоносной провинции. Нар. хозяйство Коми АССР, № 2.
- Чернов Г. А. 1959. Формы морозного выветривания песчаников и конгломератов в Тиманской тундре. Изв. Коми фил. Всесоюз. геогр. о-ва, № 5.
- Чернов Г. А. 1960а. Нижний карбон Печорской гряды. Сб. тр., посвященный А. А. Чернову в связи с 80-летием.
- Чернов Г. А. 1960б. Структура и перспективы нефтегазоносности Тимано-Пайхойской провинции. Тр. Коми фил. АН СССР, № 10.
- Чернов Г. А. 1960в. Четвертичные отложения Печорской гряды. Бюлл. КЧ. АН СССР.
- Чернышев Б. Б. 1938. *Tabulata* о-ва Вайгач. Тр. Арктич. ин-та, т. 101.
- Чернышев Б. Б. 1941. Граптолиты верхнего силура Югорского полуострова. Тр. Арктич. ин-та, т. 158.
- Чернышев Ф. Н. 1890. Тиманские работы, произведенные в 1889 г. (предварит. отчет). Изв. Геол. ком., т. 9, № 2—3.
- Чернышев Ф. Н. 1891а. О геологическом строении Канинского полуострова. Зап. Ак. наук, т. 67, № 11.
- Чернышев Ф. Н. 1891б. Отчет о работах в Тиманском кряже в 1890 г. Изв. Геол. ком., т. 10, № 4.
- Чернышев Ф. Н. 1891. Тиманские работы, произведенные в 1890 г. (предварит. отчет). Изв. Геол. ком., т. 10, № 4.
- Чернышев Ф. Н. 1893. Фауна нижнего девона восточного склона Урала. Тр. Геол. ком., т. 4, № 3.
- Чернышев Ф. Н. 1902а. Верхнекаменноугольные брахиоподы Урала и Тимана. Тр. Геол. ком., т. 16, № 2.
- Чернышев Ф. Н. 1902б. О тектонике Тимана и об отношении Тиманской дислокации к другим областям севера Европы. Зап. Минер. о-ва, ч. 39, вып. 1, протоколы.
- Чернышев Ф. Н. 1907. Новые данные по геологии Большеземельской тундры. Изв. Ак. наук, серия 6, № 8.
- Чернышев Ф. Н. 1915. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. ком., т. 12, № 1.
- Чернышев Ф. Н. 1929. Историческая геология. Каменноугольная и пермская системы. М.
- Чернышев Ф. Н. и Гревинг К. 1891. Путешествие на полуостров Канин. Зап. Ак. наук, т. 67, № 11.
- Чернышев Ф. Н. и Погребов Н. Ф. 1912. Отзыв на запрос Череповецкой городской управы. Изв. Геол. ком., т. 31, № 9.
- Чертов Л. Г. 1958. О некоторых проблемах и особенностях развития народного хозяйства Европейского севера. Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, т. 90, вып. 6.
- Чочиа Н. Г. 1955. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, вып. 91. Гостоптехиздат.
- Чудинов П. К. 1957. Захоронение пеликозавров на р. Пинеге. Докл. АН СССР, т. 116, № 5.
- Чумаков А. А. 1947. Новые данные о стратиграфии силура Полярного Урала. Докл. АН, т. 58, № 6.
- Чумаков А. А. 1948. Стратиграфия кварцитов левобережья р. Кожима. Сов. геология, сб. 33.

Шамов Д. Ф., Корженевский И. Д., Виссарионова А. Я. 1936. Стратиграфический очерк нефтеносных известняков Ишимбаева на основе изучения фауны фузулинид. Проблемы сов. геологии, № 9.

Шатский Н. С. 1935. О тектонике Арктики. Тр. 1-й геол.-разв. конф. Главсевморпути.

Шатский Н. С. 1936. О возможных нефтяных районах Советского Севера. Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Изд. ГУСМП, т. 2.

Шатский Н. С. 1937. О тектонике Восточно-Европейской платформы. БМОИМ, отд. геол., т. 15, вып. 1.

Шатский Н. С. 1940. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы. Сов. геология, № 10.

Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд. БМОИП, нов. серия, вып. 2 (6).

Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Шатский Н. С. 1948. О взаимоотношении Пай-Хоя и Урала. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Шатский Н. С. 1951. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследования в развитии платформ). В кн. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Вопросы литологии и стратиграфии. Изд. АН СССР, М.

Шатский Н. С. 1952а. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнейшем палеозое. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Шатский Н. С. 1952б. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Шатский Н. С. 1955. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. БМОИП, отд. геол., № 5.

Шатский Н. С. 1957. Тектоническая карта СССР и сопредельные страны (объяснительная зап.). Госгеолтехиздат.

Шафрановский И. И. 1937. Кварц горы Неройка. Тр. Центр. науч.-исслед. лабор. каменной самоцветов. «Русские самоцветы». М.

Шведов Н. А. 1941. Верхнепалеозойская флора Северо-Восточного Пай-Хоя. Тр. Арктич. ин-та, т. 158, вып. 5.

Шведов М. С. 1938. История Московского каменноугольного бассейна в диантанскую эпоху. Тр. МГРИ, т. 12.

Шведов М. С. 1940. Результаты изучения карбоновой части Московской и Циньских свакжин. Сов. геология, № 7.

Шведов М. С., Яблоков В. С. и др. 1937. Подмосковный каменноугольный бассейн. Путев. экскур. 17-го Междуна. геол. конгр. по Подмосковному каменноугольному бассейну.

Шебарова Е. А. 1936. Геологические исследования в юго-западной части Пай-Хоя вблизи побережья Баренцева моря. Тр. Полярной комис. АН СССР, вып. 26.

Шенников А. 1933. Геоботанические районы Северного края и их значение в развитии производительных сил. Мат.-лы 2-й конф. по изуч. производительных сил Сев. края, т. 2, Архангельск.

Шибинский И. Я. 1934. Геологическое строение центральной части Вятского увала. Тр. НГРИ, вып. 54.

Шиллингер В. Ф. 1930. Торре-Порре-Из и Болвано-Из. Охрана природы, № 1—2.

Шиманский В. П. 1940. Гигантеллы визейских отложений рек Подчерема, Щугора, Вуктыла и бассейна Верхней Печоры (Северный Урал). Уч. зап. Моск. пед. ин-та, т. 23, кафедра геологии, вып. 2.

Шишкин М. А. 1960. О новом семействе триасовых лабиринтодонтов (*Jarengiidae*). Палеонтол. ж., № 1.

Шлыгин Е. Д. 1930. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1927 г. в Среднем Тимане. Изв. ГГРУ, т. 49, № 4.

Шмальгаузен И. 1881. Юрская флора Кузнецкого бассейна и Печорского края. Зап. С.-Петерб. минер. о-ва, серия 2, ч. 16.

Шмелев Н. В. 1947а. Геологические исследования в бассейне рек Силовы и Кары. Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.

Шмелев Н. В. 1947б. Геологические исследования в бассейне р. Хей-яги. Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.

Шмелев Н. В. 1947в. К стратиграфии угленосных отложений северо-восточной части Печорского бассейна. Изв. Глав. упр. геол. фондов, вып. 4.

Шмелев Н. В. 1955. О положении Янгарейского угольного месторождения в стратиграфическом разрезе перми северо-восточной части Печорского бассейна. Тр. Коми фил. АН СССР.

Шмелев Н. В. 1956. Пермь Пай-Хоя, Полярного и Приполярного Урала (тезисы докл.). Совещ. по унификации стратигр. схем Урала. Изд. ВСЕГЕИ.

- Шмелев Н. В. 1958. Основные черты геологического строения Печорского угольного бассейна. Тр. Геол. совещ. 25 лет геол. изуч. Печорского угольн. бассейна. Сыктывкар.
- Шомысов Н. М. 1951. Стратиграфия и условия образования верхнепермских отложений территории Печорско-Влычского государственного заповедника. Тр. БМОИП, т. 1.
- Шомысов Н. М. 1959. К истории изучения геологии и недр Горьковской обл. Уч. зап. Горьковского ун-та, вып. 50.
- Шренк А. Г. 1855. Путешествие к северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам в 1837 г. С.-Пб.
- Штрейх Н. А. 1951. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. 3. Изд. АН СССР.
- Штукенберг А. А. 1875. Отчет геологического путешествия в Печорский край и Тиманскую тундру. Мат-лы геологии России, т. 6, вып. 1.
- Штукенберг А. А. 1896. Заметки о нахождении анальцима в Тиманском крае. Прот. заседания Казанского о-ва естествоиспытателей, № 181.
- Шульга-Нестеренко М. И. 1930. Новый род *Lyrocladia* из нижнепермских мшанок Печорского края. Ежегод. Русского палеонтол. о-ва, т. 9.
- Шульга-Нестеренко М. И. 1931. Мшанковая фауна угленосных отложений Печорского края. 1. *Lioclema nekhoroshevi* sp. nov. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 15.
- Шульга-Нестеренко М. И. 1933. Мшанковая фауна угленосных и подугленосных отложений Печорского края. *Gonicladia Etheridge* и *Ramipora Toula* — каменноугольные и пермские представители семейства *Cystodictyonidae*. Тр. ВГРО, вып. 259.
- Шульга-Нестеренко М. И. 1936. Мшанковая фауна верхнего палеозоя Северного Урала. *Fenestella archimedes* Средне-Печорского района. Тр. Полярной комис. АН СССР, вып. 28.
- Шульга-Нестеренко М. И. 1937. О новых находках мшанок в палеозойских отложениях СССР. Ежегод. Всерос. палеонтол. о-ва, т. 11.
- Шульга-Нестеренко М. И. 1941. Нижнепермские мшанки Урала. Палеонтология СССР, т. 5, ч. 5, вып. 12.
- Эйнор О. Л. 1939. Антрацитовые угли Карского побережья Югорского полуострова. Проблемы Арктики, № 7—8.
- Эйнор О. Л. 1940. Дислоцированный верхний мел на Пай-Хое. Сов. геология, сб. 5—6.
- Эйнор О. Л. 1945. Тектоника Печорского угленосного бассейна. Сов. геология, сб. 7.
- Эйнор О. Л. 1946а. Базальты Большеземельской тундры. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 54, № 6.
- Эйнор О. Л. 1946б. Взаимоотношение Урала и Пай-Хоя. Мат-лы ВСЕГЕИ, серия общ., сб. 7.
- Эйнор О. Л. 1946в. Стратиграфический разрез верхов визейского и намюрского ярусов западного склона Среднего Урала. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 51, № 2.
- Эйнор О. Л. 1948. К стратиграфии карбона гряды Чернышева. Докл. АН СССР, нов. серия, т. 61, № 1.
- Эйнор О. Л., Журкин В. М. и Гинзбург А. И. 1941. Геология угленосного района Северо-Восточного Пай-Хоя. Тр. ГГУ Главсевморпути, т. 8.
- Эйхвальд Э. 1846. Геогнозия преимущественно в отношении к России.
- Яковлев Н. Н. 1899. Фауна некоторых верхнепалеозойских отложений России. 1. Головоногие и брюхоногие. Тр. Геол. ком., т. 15, № 3.
- Яковлев Н. Н. 1910. Геологические исследования в Южном Тимане в 1894 и 1909 гг. Изв. Геол. ком., т. 29, № 4.
- Яковлев Н. Н. 1916а. Возраст пестроцветной толщи Вологодской и Костромской губерний на основании изучения фауны позвоночных. Геол. вестн., т. 2, № 5—6.
- Яковлев Н. Н. 1916б. Триасовая фауна позвоночных из пестроцветной толщи Вологодской и Костромской губерний. Геол. вестн., т. 35.
- Яковлев Н. Н. 1926. Взаимоотношения перми и пермо-карбона. Геол. вестн., № 4—5.
- Яковлев Н. Н. 1928. Два новых рода морских лилий (*Poterocrinidae*) из верхнепалеозойских отложений Печорского края. Тр. Геол. музея АН СССР, т. 3.
- Яковлев Н. Н. 1938. Новые данные к познанию рода *Petschoracrinus*. Ежегод. Всерос. палеонтол. о-ва, т. 11.
- Яковлев С. А. 1928. О связи бассейна Балтийского моря с бассейном р. Волги в позднеледниковое время. Докл. АН СССР.
- Яковлев С. А. 1939. Руководящие валуны, морены и границы распространения новоземельского оледенения на Русской равнине. Бюлл. КЧ. АН СССР.
- Яковлев С. А. 1947. О морских трансгрессиях на Севере Русской равнины в четвертичное время. Бюлл. КЧ. АН СССР, № 9.
- Яковлев С. А. 1955. О моренах в Верхне-Камской низменности. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым, ч. 2, Сб. ВСЕГЕИ.

- Яковлев С. А. 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Госгеолтехиздат. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 17.
- Яковлева С. В. 1956. К изучению ледниковых валунов на Русской равнине Сб. ВСЕГЕИ. Мат-лы по четвертич. геологии и геоморфологии СССР, нов. серия, вып. 1. Госгеолтехиздат.
- Янишевский М. Э. 1935. К вопросу о стратиграфии нижнего карбона Ленинградской области. Изв. ЛГГГТ, № 2—3.
- Янишевский М. Э. 1936. Краткий отчет о работах 1935г. Уч. зап. ЛГУ, № 10, серия геол.-почв.-геогр., вып. 3.
- Янишевский М. Э. 1937. Каменноугольные отложения. Геологическая карта южной части Ленинградской области. Объяснительная зап. Тр. ЛГТ, вып. 15.
- Янковский В. М. 1939. Основные результаты изучения четвертичных отложений и геоморфологии Малоземельской тундры. Тр. сов. секции МАИЧПЕ, вып. 4.
- Яновский В. К. 1933. Экспедиция на р. Печору по определению южной границы вечной мерзлоты. Тр. Комис. по изуч. вечной мерзлоты. АН СССР, т. 2.
- Яншин А. Л. 1936. О распространении триасовых отложений на Урале и восточной части уральских надвигов. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Ястребов Е. В. 1951. Следы четвертичной тектоники на Северном Урале. Бюлл. КЧ. АН СССР, № 16.
- Ястребов Е. В. 1958. К вопросу о геоморфологическом районировании Урала и прилегающих к нему территорий. Госиздат.
- Яунпутнин А. И. 1934. К вопросу об условиях отступления последнего ледникового покрова на северо-западной окраине Русской равнины. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 3.
- Яунпутнин А. И. 1939. Итоги изучения четвертичных отложений западной половины Северной области. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. 4.
- Argand E. 1924. La tectonique de L'Asie. C. R. Congr. geol. Intern. 13 session, 1922, fase I, Liege.
- Amalitzky W. 1922. Diagnoses of the new forms of Vertebrates and Plants from the Upper Permian on North Dvina. Bull. Acad. Sc. Russ.
- Amalitzky V. 1924. On the Dvinosauridae, a Family of Labyrinthodonts from the Permian of North. Ann. and Magaz. of Nat. Hist., ser. 9, vol. 13, № 73.
- Backlund H. 1920. On the eastern part of the Arctic basalt plateary. Act. Acad. Aboensis, vol. 1.
- Backlund H. 1921. Die Magmagesteine der Geosynklinale von Nowaja Zemlya. Rep.—Sc.—Res. Norweg. Exp. Nowaja Zemlya. № 42 Oslo, 123.
- Backlund H. 1928. Über eine hercinische Faltung im paläarktischen Gebiet. Comptes rendus XIV Congres Geol. Internat. 1926, Madrid.
- Backlund H. 1929a. Über eine hercynische Faltung im paläarktischen Gebiet. Comptes rendus 15. Congres Geol. Intern. South Africa Session, Pretoria.
- Backlund H. 1929b. On a probable tillite of late paleozoic age from the Kararuvère, Northern Ural. Compt—Rendu, 15. South Lnt. Geol. Congress Africa.
- Backlund H. 1929b. On late paleozoic glaciations in the Northern Hemisphere. Uppsala, Univers. Arss. Kiift.
- Backlund H. 1930. Magma gesteine der Geosynklinale von Nowaja Semlja. Report of the scientific results of the Norwegian Expedition to Nowaja Zemla 1921, № 1.
- Ballas P. S. 1772—1773. Reise durch verschiedene Provinzen des Russischen Reiches. Bd. III.
- Born A. 1933. Zur Kenntnis des Orogen der Taimyr Halbinsel. Geol. Rundsch. Band. 24, Heft 3/4.
- Branger G. 1937. Ein Interglazialfund bei Rouhiala in südostfinnland, Bulletin de la Com. Geol. de Finl. № 118.
- Bystrow A. P. 1944. Kotlassia prima Amalitzky. Bull. of the Geolog. Soc. of Amer., vol. 55, № 4.
- Duparc L. 1901. Deux mois d'explorations dans l'Oural (Rastesskaya datscha). «Le Globe», Journ. géograph., t. 40, Mémoires.
- Duparc L. 1903. Nouvelles explorations dans l'Oural du Nord bassin superieur de la Koswa. «Le Globe», m. 62.
- Duparc L. et Pearce, F. 1905. Sur la présence de hautes terrasses dans l'Oural du Nord. Bull. de la S—té géographique de Paris.
- Duparc L. 1916. Recherches géologiques et petrograph. sur le district minier de Nicolai—Pawda. Geneve.
- Eakin H. 1914. The conditions of altiplanation in Sub. Arctic regions (abstract). Journ. Wasch. Acad. Sc. vol. 4, № 7, p. 171.
- Eakin H. 1916. The Jonhon Kyokuk region. Alaska Bull., 631, US Geol. Survey. pp. 1—88.
- Efremov I. 1929. Benthosaurus sushkini, ein neuer Labirinthodont der Permo—Triassischen Ablagerungen des Scharschenga—Flusses Nord—Düna Gouv. Изв. АН СССР.

- Erman G. 1883—1841. Reise um die Erde durch Nordasien und die beiden Ozeane in den Jahren 1828, 29 u. 1930 ausgeführt, Berlin.
- Hartmann-Weinberg A. 1930. Zur Systematik der Nord Dvina Pareiasauridae. *Palaeont. Zeitschr.* BD, 12, № 1.
- Jackson Fr. 1899. A thousand days in the Arctic. London.
- Jakovlev N. 1918. La faune triassique des vertébrés de la série des roches bigarrés des gouv. de Vologda et de Kostroma. *Зап. Росс. минер. о-ва, серия 2, т. 51, ч. I.*
- Keyserling A. und Krusenstern R. 1846. Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora—Land im Jahre 1843. St. Petersburg.
- Kiaer 1902. The lower silurite at Khabarva. *The Norv. North. Pol. Exped. 1893—1896 scientific results* edited by Fr. Naussen Christiania.
- Licharew B. 1925. Zur Frage über das Alter der Perm—Kalksteines der Onega—Dwina Waerscheide. *Зап. Росс. мин. о-ва, серия 2, ч. LIV, в. I.*
- Martynov A. 1928. Permian fossil Insects of North—Soust. Europe. *Тр. Геол. музея АН СССР, т. IV.*
- Martynov A. 1931. On some new remarkable Odonata from the Permian of Archangelsk district. *Bull. Acad. Sc. URSS, ser. VII, (1931), v. 1.*
- Martynov A. 1933. Permian fossil insects from the Archangelsk district. Pt. I. The Order Mecoptera. *Тр. Палеозоологич. ин-та, т. II.*
- Martynov A. 1935. Permian fossil insects from the Arkhangelsk district Pt. 5. Homoptera. *Тр. Палеозоологич. музея АН СССР, т. IV.*
- Murchison R., Verneuil E., Keyserling A. 1845. The Geology of Russia and the Ural Mountains. Vo., 1, Geology. London, Paris.
- Neumayer M. 1886. Über Amaltheus Belduri Keys und über die Gattung Cardioceras. *Neues Jahrb. für Miner, etc. Bd. I.*
- Nikitin, S. 1888. Über das Vorkommen der oberen Wolga—Stuf und des Neokom im Norden, sowie über die Vergletscherung des Urals. *Neues Jahrb. f. Min. etc., Bd. I.*
- Pallas P. S. 1772—1773. Reise durch verschiedene Provinzen des Russischen Reiches. Bd. III.
- Pavlow A. et Lamplugh G. 1892. Argiles de Speeton et Leurs équivalents. *Bull. Soc. Nat. Moscou, № 2—4.*
- Pavlow A. P. 1907. Enchainement des Aucelles et Aucellines du Cretacé Russe—Nouv., mém Soc. Nat., Moscou, 1, 17. livr. I.
- Ramsay W. 1904. Beiträge zur Geologie der recenten und pleistocänen Bildungen der Halbinsel Kanin, Fennia, 21.
- Ramsay W. 1911. Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kanin Fennia 31, № 4.
- Ramsay W. 1913. Über die Verbreitung von Nephelin—Syenit—Geschieben und die Ausbreitung des nord—europäischen Inlandeises im Nörd—Fennia, v. 33, № 1.
- Schmalhausen L. Beiträge zur Jura—Flora Russlands. *Mem. de L. Acad. d. Science de St. Petersburg. VII, serie, t. XXVII, № 4, 1879.*
- Sederholm S. 1932. On the geologie of Fennoscandia with special reference to the Precambrian. *Bull. Com. Geol. Finland, № 9 (8).*
- Sokolov D. und Bodylevsky W. 1931. Jura-und Kreidefaunen von Spitzbergen. *Skrifter om Svalbard og Ischavet, № 35.*
- Spath L. 1924. On the Ammonites of the Specton Clay and the subdivisions of the Neocomian. *The Geol. Magaz., 61.*
- Suess Ed. 1901. La face de la Terre, travl. par Eium, de Margerie. T. 3, 1 partie, Paris.
- Sushkin P. 1926. Notes on the Pre—Jurassic Tetrapoda from Russia I Dicynodon amalitzkyi n. sp. II. Contributions to the morphology and etiology of the Anomodontia. III On Seymoniamorphae from Upper Permian of North Dwina. *Peleont. Hyngar, t. I (1921—23).*
- Sushkin P. 1927. Permocynodon, a Cynodont Reptile from the Upper Permian of Russia. X Intern. Congress Zool. Budapest.
- Verneuil Ed. 1845a. Géologie de la Russie d'Europe et des montagnes de l'Oural par. R. Murchison, Ed. Verneuil et Al. Keyserling. Voe 11. Paléontologie. Paris—Londre.
- Verneuil Ed. 1845b. Paleontologie de la Russie. Paris.
- Walcott Ch. D. and Ch. B. Resser. 1928. Trilobites from the Ozarkian Sandstones of the Island of Nowaja Zemlya. *Rep. of the scient. Results of the Norw. Exp. to Nowaja Zemlya, 1921 Oslo vol. 2, № 24.*
- Zallesskiy M. 1929. Sur le Suneopteris Nesterenko n. gen. et sp. et le Syniopteris Demetria n. gen. et sp. nouveaux végétaux permians. *Изв. АН СССР, серия физ.-матем. наук.*
- Zallesskiy M. 1930. Sur deux représentante nouveaux des Paleohémipteres du Permien de la Kama et du Perebore dans le bassin de la Pétchora. *Изв. АН СССР, серия физ.-матем. наук, № 10.*
- Zallessky M. D. 1934. Observations sur les végétaux permians du bassin de la Pétchora. I. *Изв. АН СССР, серия физ.-матем. и естеств. наук.*
- Zans V. 1936. Das Letztinterglaziale Portlandia Meer des Baltikums. *Comptes Rendus de la Société Géol. de Finlande, № 9.*

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

- Авзянская свита 103, 107
Адакский сброс 894
Адывинский выступ 893
Айювинский горизонт 346, 414, 415, 416
Акуловская свита, горизонт 352, 376, 377, 378, 379
Алатауская железорудная толща 423, 424
Алексинский горизонт, толща 355, 395, 440, 447, 450
Амдерминская свита 167, 168, 241, 242, 243
Англо-Бельгийский бассейн 439, 441, 451
Андомская гряда (морена) 902
Аныбские скважины 82, 94, 350, 355, 356, 365, 366, 376, 382, 787
Аныбское поднятие 62, 502, 779, 780, 786
Архангельский выступ 90, 888
Аскынские слои 316, 328, 329
Ашинская свита 115, 121, 333

Б

- Байкальский подвижной пояс 740, 742, 746, 747
Балтийская серия 80, 89, 90, 92, 94, 95, 96, 97, 98
Балтийский шт 7, 55, 56, 57, 58, 59, 65, 67, 82, 84, 262, 263, 347, 349, 356, 361, 374, 380, 381, 385, 387, 388, 549, 721, 762, 763, 765, 766, 768, 769, 770, 771, 785, 787, 788, 789, 790, 792, 865, 886, 887, 888, 889, 890, 897
Башкирский антиклинорий 100, 104, 106, 107, 114, 116, 805
Башкирский ярус 346, 347, 351, 352, 364, 365, 397, 399, 400, 401, 404
Бедамельская свита 143
Бедерышинская подвита 112
Бесмошицкая свита 296, 297, 298, 302
Белозерская скв. 349, 356, 359, 360, 361, 368, 371, 372, 378, 379, 383, 384
Беломорская трансгрессия 703, 704, 715.
Беломорско-Каспийский водораздел 31, 34, 36
Белоцельский горизонт, свита 523
Бельковская свита 566, 581, 583
Березовская свита 267, 288, 298, 627
Бобриковский горизонт 447
Бобровская свита 102, 103, 104, 106, 112
Бобровская скв. 349, 382, 465, 480, 490
Болбан-ю, Болбанюская синклиналь 213, 214, 806

- Большекожвинская складка 1020
Большепорожская скв. 98, 476, 480, 483, 536, 547
Большепорожское поднятие 62, 479, 498, 500, 507, 513, 515, 522, 778, 786
Бореальная трансгрессия 683, 686, 696, 697, 698, 700, 701, 702, 706, 707, 711, 712, 713, 715
Боросвидская свита 352, 381, 383, 384
Бурегские слои 326
Буркемский горизонт 346, 351, 412, 413
Бухиоловая свита 286
Бызовская свита 627
Быстринская свита 99, 112

В

- Важская депрессия 900
Важская ложбина 34, 35, 910
Валдайская гряда (морена) 709, 902
Валдайская (вендская) серия 80, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98
Вангыр массив 810
Васькерская свита 248, 250, 278
Вашско-Мезенский водораздел 35, 654
Вашско-Пинежский водораздел 35, 632, 648, 655
Вашско-Северодвинский водораздел 35
Великоречья свита 247, 248, 250
Веневский горизонт 355, 358, 396, 436, 441, 448, 449
Верейский горизонт 346, 400, 405
Вернебашкирский подъярус 403, 455
Верхневерховские слои 288
Верхне-Ижемский антиклиналь 867, 876, 877
Верхне-Ижемский геологический р-н 280, 281, 282, 283, 284, 285
Верхне-Ильчская депрессия 913
Верхнекамский выступ 889
Верхнекамские слои 504, 508, 509, 515
Верхнелимбикская свита 212, 213
Верхненемюжские слои 489, 490
Верхне-Печорский фациальный комплекс 176, 192, 252, 253
Верхнепуйвинская синклиналь 124, 125, 128
Верхне-Тойменская складка 774
Верхнетоименская толща 518, 519, 523, 527
Верхне-Унжинская впадина 775, 776
Верхнехейягинская свита 607, 629, 630
Верхнечибыюские слои 278, 279, 280, 281, 289, 296

Верхнешигровские слои 267, 268, 297
 Верховская складка, антиклиналь 286, 287, 289, 874, 875
 Верховские слои 267, 298
 Верхдворская свита 610
 Ветласянские слои 276, 283, 284, 661
 Ветлужская серия 505, 531, 649, 764, 765, 772, 774, 775, 777, 783
 Ветренный пояс, структура 34, 41, 58, 59, 66, 89, 94, 262, 263, 721, 722, 763, 765, 766, 767, 768, 769, 772, 785, 788
 Визингская свита 102, 106, 107
 Вихговские слои 493
 Вишерская свита 423, 424, 621
 Вожская ложбина 900
 Войвожская свита 286
 Войвожская, Вой-Вож структура, антиклиналь 281, 284, 810, 1020
 Войкар-Собский синклиорий 749, 750, 812, 815, 824, 825, 827, 828, 1011, 1013
 Войкар-Сынинский (Сынинский) массив 739, 740, 750, 812, 814, 932, 935, 937
 Волго-Двинский водораздел, Северные увалы 632, 652, 653, 654, 660, 898
 Волго-Костромской прогиб 61, 764, 786
 Вологодская скв. 58, 94, 95, 334, 465
 Вологодское поднятие, Вологодский вал 55, 764, 765, 786, 789
 Волонгский горизонт 346, 351, 405
 Воравожская свита 223
 Воргашорская свита 231, 445, 584
 Воргинская мульда 235, 236, 237
 Воркутская мульда 829, 830, 840, 841, 842, 843, 845, 894
 Воркутская свита 560, 564, 566, 574, 575, 576, 577, 580, 582, 583, 587, 590, 591, 592, 1017, 1018
 Воркутский антиклиналь 446, 844, 851, 857, 969
 Воробьевская толща 423, 424
 Воронежские слои 267, 268, 276, 298, 326
 Восточно-Вангырская синклираль 808, 809
 Восточный (шантымский) фациальный комплекс 176, 183, 192, 215, 251, 252
 Воя-Солясская структура, поднятие 425, 965, 966
 Второе Баку 334, 478, 768
 Вуктыльский антиклиналь (Вуктыл-Парма), структура 424, 425, 434, 454
 Вымьская депрессия 866, 867, 875, 877
 Вымьско-Кедвинское поднятие 866, 875, 876
 Вымьскообдырская периклиналь 877
 Выучейская свита 296, 297, 302
 Вычегодская ложбина, депрессия 35, 349, 367, 900, 904, 968
 Вычегодско-Печорский водораздел 42, 549, 551
 Вятский вал, увал 771, 776, 777, 785, 789, 899

Г

Гдовские слои 57, 85, 88, 91, 94, 763
 Гжелский ярус 346, 351, 352, 375, 376, 377, 378, 379, 380, 381, 383, 412, 456

Главное девонское поле 262, 263, 276, 766, 771
 Главный прогиб 55, 56, 59, 60, 61, 762, 763, 765, 771, 775, 776, 780, 786
 Горшковская скв. 349, 386, 465, 480
 Грампианская геосинклиналь 62, 63, 64, 243, 762, 771, 785, 787, 790, 894
 Гребенский горизонт 235, 237, 238, 688, 762
 Грубеинская свита 215, 221, 223, 226
 Гряда Чернышева, структура 893
 Гусиная свита 566, 569, 581, 582

Д

Данково-лебедевские слои 267, 285
 Двинско-Вычегодский прогиб 61
 Десятинская свита 357, 358, 359, 360, 361, 362, 365, 368
 Джеболская структура 270, 278, 281, 284
 Джеболский подъярус (надгоризонт) 351, 392, 393, 418
 Джеджим-Парма структура, Джеджимское поднятие 63, 285, 730, 731, 778, 779, 866, 877, 878, 879
 Джеджимская свита 100, 103, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113
 Деминская свита 112, 113, 114, 115
 Денисовская свита, слои 288
 Дозмерские слои 480, 502
 Долгощельские слои 489
 Доломитовая свита мысов Лудеватых 286
 Доманик, доманиковые слои 275, 286, 288, 316, 323, 328, 329
 Донские слои 480

Е

Евланово-ливенские слои 267, 326
 Елвижские слои 504, 515, 523
 Елецкая геотектоническая зона 830, 847, 854
 Елецкий фациальный комплекс 173, 215, 216, 218, 219, 220, 252, 318, 322, 323, 324, 847, 848
 Елмачпарминские слои 473
 Елмачпарминское, Елмач-Парминское, или Кельтменское, поднятие 17, 62, 286, 502, 778, 779, 780, 879
 Енганэ-Пэ массив 216
 Енганэпейская антиклиналь 220, 818
 Енганэпейская, енганэпейская свита 136
 Ептарминская свита 249, 250

Ж

Жежимская скв. 473, 533
 Жежимские слои 480, 502
 Жигулевский ярус 346, 351, 411, 412

З

Задонско-елецкие слои 267, 317
 Залазнинская свита 607, 626, 627
 Занаволочская скв. 349, 356, 359, 360, 368, 371, 376, 377, 382, 465, 480
 Заостренская свита 588, 599
 Западная фациальная зона 176, 192, 745

Западно-Вангырская синклинал 808, 810
 Западно-Сибирская низменность 699, 910, 918, 919, 923, 980
 Западно-Сопляское поднятие 435, 437
 Западно-Уральский синклинорий 251, 861
 Зеленокаменный нижнетагильский синклинорий 791, 824, 825, 826, 827, 986
 Зигазино—Комаровская свита 104, 106, 107
 Зилаирский синклинорий 815, 829, 830
 Зильмердакская свита 110, 111, 112, 121

И

Ивагорские слои 489, 491
 Иевская свита 292
 Ижемская складка 277, 896
 Ижемские слои 277, 284, 285, 286
 Ильменские слои 276
 Ильский горизонт 346, 351, 405, 406, 407, 409
 Ильчская впадина 830, 831—834, 837, 840, 841, 847, 893, 896, 943, 947
 Индигский горизонт 346, 351, 414, 416, 417, 418, 420
 Инзерская свита 114, 115
 Интинская свита 557, 560, 564, 566, 577, 578, 580, 582, 583, 587, 590, 592, 593, 598
 Иреньская свита 550

К

Каверинская свита 87
 Кажимская скв. 82, 94, 502, 505
 Кажимский горизонт 650
 Кайручейская свита 368
 Каменноборская свита 82
 Каменноприлуцкая скв. 82, 95, 96, 349, 356, 362, 363, 368, 370, 378, 379, 383, 384, 465, 480
 Каменноручейские слои 288
 Каменская свита 299
 Канавские слои 473
 Канино—Тиманская складчатость, геосинклинал 59, 61, 63, 762, 763, 769, 771, 778, 779, 780, 781, 783, 784, 785, 787, 788, 888, 891
 Канинский грабен 487, 782, 783, 785, 789, 792
 Каратаихская впадина 829
 Каратауская серия 100, 107, 110, 116
 Каргопольская скв. 356, 359, 368, 369, 377, 378, 383, 384
 Карельская свита 368, 369
 Каргогорская скв. 465, 466, 480
 Карская депрессия (синклинал) 851, 852
 Карский надвиг-разрыв 65, 819, 820, 822, 848, 849, 858, 860, 944
 Касимовский ярус 456
 Касьяновская свита 610, 611
 Катавская свита 114, 131
 Качамыльская свита 166, 196, 215, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227
 Каширский горизонт 346, 405, 456
 Каяльский ярус 399, 400, 401, 443, 444

Кельтменская депрессия 35, 36
 Кельтминская скв. 349, 350, 354, 355, 356, 365, 366, 375, 376, 382, 396, 473, 478, 533, 539, 542, 545, 547
 Кельтменский вал 473, 477, 480, 481, 786
 Кельтменский горизонт 448, 473
 Кенозерская гряда (морена) 34, 900, 902
 Керчские слои 480, 481, 502
 Кечь-пельская свита 222, 569, 571, 583, 584
 Кибатинская свита 223, 224
 Кизеловский горизонт 394, 395
 Кирдовские слои 480, 502
 Кичменгский выступ 888
 Кобыльская складка 871
 Ковальские слои 489, 490, 515
 Кожвинская гряда 881, 965
 Кожво-Каменское поднятие, структура 346, 882
 Кожимская свита 206, 207, 214, 215, 216, 565, 566, 567, 569, 571, 591
 Кожимская структура, синклинал 815, 845
 Колвинско-Вычегодский вал, структура 889
 Колвинский выступ 884, 885, 893, 916
 Колчимская свита 248
 Коневская скв. 356, 362, 368, 370
 Коношо-Няндомская гряда (морена) 900
 Коношская скв. 18, 78, 82, 356, 359, 360, 368, 371, 378, 379, 383, 384, 465
 Коновская складка 774
 Контышская складка 774
 Корговская скв. 520
 Коротайхинская синклинал 630, 830, 840, 851, 852, 857, 860, 896
 Коряжская скв. 15, 382, 383, 480, 513
 Косминский Камень структура 782
 Кос-сус свита 587
 Костромская впадина 608, 775
 Костромской прогиб 762
 Косынская свита 201, 565, 566, 567, 569, 570, 571, 584, 588, 610
 Котельничская скв. 763, 776
 Котласская скв. 19, 84, 85, 91, 92, 98, 367, 376, 377, 382, 465, 787
 Котласский прогиб 722
 Кремень-иольские слои 425
 Ксенофоновская брахиоантиклинальная структура, антиклиналь 62, 109, 112, 113, 114, 779, 909
 Кубойдный горизонт 275, 335
 Кужбинские слои 480, 481, 502
 Кулойский выступ 888, 889
 Кумбинский прогиб 826
 Кумушкинская свита 292, 293, 294, 295, 296, 298, 302
 Куножо-Кичменгское поднятие 15, 60, 772, 775, 786
 Куш-Кодис, Кушкодская структура 279, 283, 284
 Кушманские слои 480, 502
 Кыловская свита 621
 Кыновские слои 267, 274, 275, 281, 286, 287, 289, 296, 316, 323, 328, 334
 Кыртаиольская, Кырта-Иоль структура, поднятие 882, 966

Л

- Лайская впадина 885, 893
 Лакор-сале свита 241, 242, 243
 Лапташорская свита 626, 630, 631
 Левнинская складка, мульда 287, 873, 874
 Лег-Кем структура 283, 285
 Лек-елецкая свита 230
 Лемвинская геотектоническая зона 44, 216, 218, 219, 223, 224, 226, 228, 229, 330, 815, 822, 829, 844, 845, 847, 854, 863, 1013
 Лемвинский фациальный комплекс 161, 173, 176, 192, 193, 194, 196, 215, 216, 218, 219, 220, 221, 225, 227, 230, 252, 253, 318, 736, 753, 829, 830, 847, 848, 850
 Лепшинская морена, возв. 900
 Лихвинский подъярус (надгоривонт) 351, 393, 394, 428
 Ложвинская впадина 889
 Локчимская впадина 889
 Лонгот-Юганское, Лонготюганское поднятие 738, 746, 816, 817, 824, 825, 863, 933, 934, 1007
 Лыаюльская свита 275
 Лыжская структура 882
 Любимское поднятие 55, 763, 764, 786
 Ляминаритовые слои 88, 89, 90, 91, 92, 94, 95
 Ляпинский антиклинорий 117, 127, 132, 142, 725, 795, 796, 804, 805, 806, 810, 815, 847, 918, 926

М

- Малдинская свита 206
 Малдинская складка 212, 213
 Малды массив 212, 213, 214, 215
 Малевский горизонт 393, 394
 Малолайпудынская свита 226
 Малоручейская скв. 349, 374, 380, 381, 465, 480, 481
 Манита-нырд массив, структура 569
 Манита-нырдская, манитанырдская свита 226
 Маньинская свита 131, 132, 133, 141, 142, 143, 145, 146, 148, 150, 161, 195, 223, 226, 241, 738, 741, 742, 745, 796, 814, 862
 Малокожвинская складка 1020
 Мартюшевское болото 968
 Мгинская трансгрессия 683
 Мезенская скв. 480, 490, 508
 Мезенская впадина, ложбина, депрессия, синеклиза 60, 503, 514, 771, 780, 786, 866, 867, 871, 888, 889, 891, 900
 Мезенские слои 489, 491, 523
 Мендымские слои 275, 283, 286, 316, 323, 328, 329
 Минисейская свита 149, 162, 206, 231, 232, 241, 254
 Миньярская (низьвенская) свита 115
 Михайловский горизонт 355, 396, 436, 441, 447, 449, 450
 Молодвожская формация 222, 223, 226
 Мореюская впадина 893
 Московская синеклиза 55, 56, 57, 58, 462, 764, 765, 766, 767

- Московский ярус 81, 346, 347, 349, 351, 352, 356, 357, 363—374, 377, 378, 387, 394, 399, 400, 401, 404, 405, 407, 412, 420, 443, 444, 453, 454, 455
 Мулукская скв. 473, 502, 533
 Муройнорская интрузия 75
 Мутно-Материковая структура, поднятие 786, 882
 Мыльский сброс 875
 Мячковский горизонт 346, 405, 456

Н

- Надоманиковые слои 323
 Надеждинская свита 291, 292, 293, 295
 Надпорожская свита, горизонт 352, 381, 383
 Надчибыюские слои 274, 281, 284
 Немские дислокации 62, 786
 Ненецкая гряда (морена) 977, 978
 Ненецкий горизонт 346, 535, 536, 537, 538
 Нёнокская свита 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88
 Нёнокская скв. 81, 82, 88, 89, 721, 722
 Нефтеносная свита 285, 286, 289
 Нефтьюльская свита 267, 281
 Нибельская свита 278, 281
 Нибельская структура 1020
 Нижнебашкирский подъярус 402
 Нижневерховские слои 288
 Нижнелимбикская свита 212, 213
 Нижнеомринское поднятие 284, 285, 896
 Нижнесирачойская свита 276
 Нижне-тагильский синклиний 739, 740, 749, 750, 751, 753, 798, 811, 824, 825, 827, 845, 1011, 1013, 1020, 1021, 1023
 Нижнеустынская свита, слои 494, 504, 505, 506, 507, 508, 509, 510, 511, 512, 513, 514, 515, 516, 517, 518, 520, 521, 764, 774, 775, 776, 781
 Нижнейягинские слои 607, 629, 630
 Нижнечибыюские слои 271, 272, 273, 278, 279, 288, 292
 Нижнешигровские слои 297
 Низьвенская свита 113, 114, 115
 Нисогорские слои 504, 508, 521, 523
 Ниянская депрессия 216, 217, 819, 845, 933
 Новожиловская складка, структура 286, 287, 873
 Новоземельская средняя морена 699
 Новоземельский ледник 684, 689, 690, 691, 692, 694, 699, 702, 704, 706, 707, 708, 711
 Ньюылга-вож, Ньюылга скв. 284, 285
 Нямедь, Нямедь, Нямедьская структура 279, 283, 284
 Няндомская скв. 15, 349, 359, 368, 370, 377, 378, 379, 383, 384, 465
 Няринская антиклиналь 820, 821, 822, 849, 864

О

- Обдорское поднятие 62, 465, 478, 479, 483, 889, 899
 Обезинская (гельпоская) свита 200, 203, 206, 226, 232, 254
 Обезико-Войвожское поднятие, антиклиналь 807, 810

Обеззкое поднятие 807
 Овинпармский горизонт 237, 238
 Оудеский горизонт 346, 351, 412, 413, 414
 Озерско-хованские слои 267, 285
 Окатьевская свита 610
 Окский подъярус (надгоризонт) 350, 351, 352, 358, 395
 Окско—Цнинский вал 55, 58, 764, 772, 789
 Оного-Двино-Мезенская впадина, равнина 31, 33, 34, 44, 45, 897—899, 902, 903
 Оного-Двинский водораздел 350
 Оногорецкая впадина 349, 357
 Онежская гряда (морена) 903
 Онежская низина 34
 Онежская свита 372, 767
 Онежская трансгрессия 683, 710, 714
 Онежский выступ 888
 Опаринский свод, выступ 85, 94, 488
 Оренбургский ярус 346, 351, 352, 375, 376, 381—385, 411, 414, 415, 418
 Оселковая подсвита 100
 Осовейская свита 232
 Осовецкий надвиг 792, 819, 858
 Осташковская гряда (морена) 709
 Оченырская свита 143, 233, 241
 Очпарминская свита 107, 111, 112, 113, 115
 Ошизская свита 124, 125, 738, 796

П

Павлючская свита 112, 113, 114
 Пагатинская свита 224
 Паготская свита 445
 Паембойская свита 593, 594
 Пай-Ер, Пай-Ерский массив 750, 753
 Пай-Хойская структура 820, 821, 822, 857, 858, 859, 860, 861, 863, 864
 Пай-Хойско-Новоземельско-Таймырская дуга 64, 823, 864
 Патокская синклинали 806
 Патровская свита 357, 359, 360, 361, 362
 Паунская свита 114
 Пачелмский прогиб 87
 Пачешорская свита 224, 225, 226
 Пашийские слои 274, 281—283, 286—289, 316, 317, 323, 328, 334
 Паембойская свита 580, 595, 597, 600, 601, 603
 Пезовская ложбина 900
 Пелингичей, Пелингичейская антиклиналь 805, 806
 Переборская свита 627
 Переволок скв. 283, 284
 Пермоторская толща 772
 Пестроцветный горизонт, толща 287, 601
 Петинские слои 288
 Печоро-Вычегодско-Камский водораздел 36, 533
 Печоро-Ижемский водораздел 37
 Печорская гряда, структура 626, 830, 879, 880, 881, 882, 884, 885, 893, 896, 965, 966, 986
 Печорская депрессия, впадина, низина 7, 30, 31, 33, 36, 37, 38, 45, 55—57, 62—64, 346, 420, 421, 631, 684, 685, 725, 787, 791, 798—795, 797, 799, 801—803, 805, 807, 809, 811, 857, 859, 867, 870

871, 876, 877, 879, 892, 893, 897, 909, 910, 918, 919, 946, 963, 964, 968, 969, 977, 980, 982, 984, 986, 1020, 1021, 1023
 Печорская серия 580; 587, 588, 589, 593, 594, 597, 600, 601, 603; 627, 630, 666
 Печорский угленосный бассейн 420, 468, 554—558, 565, 793—795, 830, 832, 838, 840, 841, 843, 844, 849, 850, 851, 857, 861, 863, 893, 979, 986, 1016, 1017, 1018
 Пижемские слои (свита) 286, 287, 289, 292
 Пинежская ложбина 900
 Пинежский выступ, свод 349, 389
 Пинежско-Двинский водораздел 35
 Пинновы слои 425
 Побоищенское поднятие 467, 512
 Поддоманиковая толща 322, 323, 329
 Поднятие Чернова (структура) 895, 896
 Подольский горизонт 346, 405, 456
 Подснегорские слои 262, 263, 265, 297
 Покаянская свита 296, 299, 300
 Поясоватая мулда 874, 800
 Предуральский прогиб 55, 64, 346, 532, 553, 557, 563, 591, 631, 779, 789, 794, 819, 829, 840, 843, 847—849, 851, 860, 862—864, 883, 885, 887, 892, 894, 895, 896, 909, 982, 1007, 1015, 1017, 1018, 1020
 Приморская равнина 900
 Припечорская низина 883, 978
 Припечерский уступ 896
 Притиманская впадина 349, 367
 Притиманский прогиб 21, 395, 486
 Протвинский горизонт 351, 360, 392, 395, 396, 397, 398, 448
 Псковские слои 262, 264, 265, 326, 329
 Пуйвинская свита 124, 125, 126, 128, 738, 741, 796
 Пуксинская скв. 15, 349, 377, 378, 383, 384

Р

Рай-Из массив 750, 752
 Рассольнинская свита 108, 110, 111
 Ропчинская структура 479
 Ропчинская свита 99, 107, 114, 115
 Русская платформа 55—64, 262, 281, 285, 333, 391, 400, 420, 443, 453, 462, 463, 465, 478, 479, 493, 496, 503, 504, 505, 512, 515, 523, 656, 662, 663, 670, 673, 680, 722, 762, 763, 765, 767, 768, 769, 771, 774, 777, 778, 779, 780, 783—787—792, 793, 830, 847, 884—887, 889—895, 897, 918, 980, 983, 986, 1022, 1023
 Рыбинское водохранилище 58, 61, 764

С

Сааягинская свита 582, 583
 Сакмарский ярус 416, 417
 Саледо-Патокское поднятие 806, 807
 Саледы антиклиналь 202, 208
 Саледская свита 200, 203, 807
 Самодедовская впадина, прогиб 888
 Сарбайская свита 504, 505
 Саргаевские (щугоровские) слои 267, 274, 275, 282, 283, 286, 288, 289, 316, 323, 328, 329, 331, 334
 Сарминская свита 504, 523

- Светлинская свита 102, 103, 104, 107, 112, 113
 Свинордские слои 288, 326
 Северная Мылва скв. 284, 285
 Северная трансгрессия 683, 698, 699, 700, 701, 702, 716
 Северо-Двинская впадина, депрессия 32, 34, 35, 44, 346, 525—530, 770, 900, 901
 Северо-двинские слои, свита 504, 505, 515, 517, 518, 519, 523, 524—531, 764, 774, 775, 776
 Северокельтменский горизонт 455
 Седьольская, Седь-Йоль структура, купол 17, 279, 280, 283
 Семилукские слои 276, 288, 296, 298
 Сердобская серия 80, 82, 84, 87
 Сереговская скв. 480
 Сереговское поднятие, антиклиналь 60, 62, 473, 475, 478, 485, 488, 498, 505, 507, 513, 514, 515, 522, 531, 774, 777, 779, 780, 785, 786, 790, 878, 891
 Серпуховский подъярус (надгоризонт) 351, 352, 355, 358, 359, 392, 395, 396, 398, 441, 450
 Сефринское поднятие 60, 520, 774
 Синдорское поднятие, структура 62, 480, 498, 778, 779, 786
 Синещельские слои 288
 Сирачойские слои 267, 276, 283, 284
 Скандинавский ледник 693, 694, 697, 698, 699, 706, 711, 715
 Снегорские слои 262, 264, 265, 287, 296
 Солигаличская антиклиналь 15, 60, 488, 497, 524, 525, 772, 774, 775, 786
 Солигаличский выступ 888
 Солигаличская скв. 58, 465, 480, 788
 Соликамская впадина 778, 889, 892
 Сольвйчегодская скв. 15, 465, 470, 480, 529
 Сомбинская свита 362
 Сондольская свита 368, 369
 Сопчинская свита 245
 Соянская скв. 465, 470, 480, 481
 Среднерусская впадина, синеклиза 462, 506, 607, 888
 Стерлитамакский горизонт 535, 541, 542, 543, 561
 Стешевский горизонт 355
 Сульский горизонт 346, 351, 405, 408, 409, 412
 Сухонские слои, свита 504, 505, 515, 516, 517, 518, 519, 520, 521, 523, 524—526, 530, 764, 771, 774, 775—776
 Сухонский вал, структура 15, 32, 60, 467, 472, 483, 486, 488, 495, 497, 504, 505, 511, 512, 516, 517, 518, 524, 525, 526—530, 771—777, 786, 888
 Сухонский соленосный бассейн 472, 476
 Сынинская свита 588, 589, 627, 629
 Сысольская свита 650
 Сысольский вал 776, 777, 778, 779, 786
 Сысольский выступ 888, 889
 Сямженьская свита 523
 Сянгурская свита 163, 232, 241
- Т
- Тагажемская свита 357—362, 365, 368
 Такатинская свита 318, 319, 328, 334, 1011
- Талатинская свита 566, 569, 581, 582, 820, 821
 Тальмаюсская свита 599, 600, 601, 627, 629, 630, 754
 Тарусский горизонт 355, 448
 Тастубский горизонт 5, 535, 538, 539, 540, 541, 560, 561
 Тексинская свита 262
 Тельпоская свита 132, 149, 150, 152—163, 166, 169, 175, 193, 195, 196, 197, 200, 203, 206, 216, 223, 226, 232, 241, 242, 251, 254, 738, 796, 807
 Тельпосский антиклинорий 157, 803, 804
 Терская свита 86, 87
 Тимано-Печорская область, зона, провинция 19, 892, 893, 895, 986
 Тиманская геосинклиналь, впадина 61, 779, 865
 Тиманская свита 274, 275, 280, 281
 Тиманский антиклиналь 534, 541, 779, 793
 Тимеизский антиклиналь 425
 Тиньгский горизонт 384
 Тисванзская свита 166, 207, 215, 221
 Тисванзский фациальный комплекс 214, 215, 216, 251, 318, 322
 Тихвинская гряда (морена) 902
 Товальская свита 372
 Тошкоская толща, свита 601
 Травянская свита 290, 291, 292
 Тульский горизонт, толща 355, 435, 440, 447, 450, 451
 Тунгудско-надвоицкая серия 69, 767
 Тундринская скв. 374
 Турьинский прогиб 826
 Турнейский ярус 418, 420
- У
- Урало-Сибирская платформа 980, 984
 Уральская геосинклиналь 30, 243, 251, 253, 255, 791, 792, 793, 796, 823, 825, 829, 860, 862, 867, 896, 910, 979, 1007, 1021, 1022, 1023
 Уральский антиклинорий 251, 253, 820, 821, 932, 1009, 1021, 1022, 1023
 Уральский ледник 684, 699
 Урало-Пайхойско-Новоземельская дуга 64
 Уржумская свита 504, 505, 515, 523
 Усинская серия 560, 564, 566, 581, 582, 585, 586, 589, 590
 Усинская синклиналь 840, 894, 896, 944
 Усинско-Косвинский свод 607, 629
 Усть-зыбская свита 206, 207
 Усть-куломские слои 480, 502
 Устьнемский сброс 877
 Усть-Цилемский выступ 893
 Устьярэгская свита 267, 274, 275
 Ухтинская складка 271, 275, 391, 726, 730, 731, 732, 734, 867, 870, 876, 877, 896
 Ухтинские слои 276, 277, 283, 284
- Ф
- Филейская свита 505
 Филлитовая свита 221, 222, 223, 224, 226, 241, 473
 Филипповская свита 537, 550, 551
 Фукоидные слои 425, 763

X

Хальмерская свита 249
 Хановейская свита 245
 Хантейская свита 226
 Харбейская свита 221, 222, 223, 224, 226
 Харбейский антиклинорий 738, 795, 816,
 817, 820, 821, 822, 824, 828, 862, 863,
 1007
 Харамоголоуская депрессия 226, 814, 817
 Харотинская антиклиналь 806
 Харотинская синклинали 806
 Харотская свита 194, 196, 215, 219, 222,
 226, 227—231, 820
 Хойягинская серия 597, 599, 607, 630, 843
 Хобеинская свита 128, 131—136, 140, 142,
 154, 156, 738, 741, 745, 796, 814
 Ходатинское поднятие 755, 816, 817
 Холмогорская гряда 902, 904
 Холмский горизонт 380
 Хулгинский синклиорий 749, 750, 811,
 824, 827, 1011
 Хуутинская свита 132, 135
 Хыдейская свита 152, 163, 164, 165, 166,
 167, 195, 197, 200, 202, 203, 216, 231,
 241, 242, 251, 746

Ц

Центральная фациальная зона 795, 796,
 810, 817, 819
 Центрально-Уральский антиклинорий
 738, 745, 795, 797, 798, 804, 806, 812,
 815, 816, 820, 824, 825, 827, 828, 829,
 843, 847, 848, 849, 861
 Цокольная равнина 900

Ч

Чевьюсская свита 499
 Червячковый горизонт 206, 207, 208, 217,
 235, 237
 Чердынское поднятие 879
 Черепетский горизонт 394, 428
 Черноречская свита 247, 248, 249
 Чернореченская свита 565, 566, 567, 569,
 570, 571, 584, 585, 587
 Чернышинский подъярус (надгоризонт)
 351, 393, 394, 395
 Четласская антиклиналь 104, 107, 874,
 878
 Четласская свита, серия 102, 103, 106, 107
 Чибьюсская свита, слон 270, 274, 278
 Чудовские слон 262, 265, 326, 329
 Чухломский горизонт 650
 Чурочная свита 115

Чурьегский горизонт 376, 377, 378, 379,
 380

Ш

Шангальская скв. 465, 470, 480, 494
 Шантымский фациальный комплекс 174,
 175, 176, 186, 189, 192, 199, 252, 833
 Шардоменская свита 508, 521
 Шарьинская свита 588
 Шатмагинский комплекс 118, 124
 Шарью-Заостренская синклинали 587, 588
 Швагеринский горизонт 346, 352, 380,
 410, 411, 414
 Шежимский фациальный комплекс 175,
 176, 177, 178, 179, 181, 186, 192
 Шелиховская гряда (морена) 900
 Шокшинская свита 82
 Шошельская скв. 349, 374, 380, 385, 465,
 480
 Шошельское поднятие, структура 467,
 486

Щ

Щокуринская свита 124, 126—133, 738,
 740, 741
 Щугорская депрессия 165, 166, 197, 803,
 831, 832, 833, 834, 837, 840, 841, 847
 Щугорская свита 152, 163, 166, 197, 204,
 216, 251
 Щучинский синклиорий 749, 817, 824,
 825, 828, 829, 830, 862, 863, 1011, 1013

Э

Эжвадор структур 277, 283, 284
 Эжольское поднятие 779

Ю

Южно-Печорская равнина 793, 910, 967,
 968, 969, 975
 Юньягинская серия 560, 565—569, 581,
 586, 587, 589, 591

Я

Ягринская скв. 92
 Янгарейская свита 597
 Яранские слон 286, 287, 288
 Яренская впадина 888, 889, 891
 Яренская скв. 19, 82, 84, 85, 92, 356, 367,
 371, 376, 382, 383, 465, 470, 471, 480,
 505, 513, 515, 522, 531, 787.
 Яротская свита 166
 Яснополянский подъярус (надгоризонт)
 351, 355, 395

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

Адак хр. 235—238, 698, 701, 843, 975
 Адзъва р. 25—26, 50, 171, 234—235, 428, 554, 556, 568, 575, 589, 590, 594, 602, 603, 629, 642—644, 656, 657, 659, 758, 842, 843, 972—975.
 Адзъвавом с., прист. 51
 Айюва р. 634, 636, 638—640, 656, 657, 659, 664, 666, 674, 965
 Аким с. 271, 391, 634
 Алешкова гора 924
 Амдерма р. 240—244
 Амдерма с. 241—243, 852, 853
 Андома р. 41, 262, 265, 348, 356—358, 368, 369
 Андомская гора, возв. 32—34, 262, 265, 763, 765—766, 899
 Аныб с. 89, 94, 349, 502, 531, 687, 698, 779, 785
 Архангельск г. 11, 42, 45, 51—53, 81, 87, 92, 95, 97, 495, 682, 766, 770, 890, 891
 Архангельская ж. д. 709, 710
 Архангельская обл., край 51—55, 58, 347, 768, 720, 900

Б

Байдарацкая губа 41, 132, 135, 141, 149, 151, 153, 231, 234, 749, 791, 795, 821—825, 861, 866, 934, 936, 956, 959, 960, 962
 Баренцево море 7, 32, 35, 36, 37, 41, 52, 64, 420, 568, 581, 669, 690, 710, 725, 829, 870, 885, 893, 896, 898, 901, 904, 963
 Барнин мыс 107, 719, 725, 862, 866
 Безымянный массив 100
 Белая р. 131, 397, 398, 413, 415, 417, 537, 542, 545, 553, 732, 869, 953
 Белая Кедва р. 635, 905
 Белое море 7, 21, 31, 34, 41, 43, 58, 67, 82, 86, 346, 347, 677, 714, 717, 718, 720, 747, 766, 890, 901—904
 Белое оз. 32, 33, 55, 40, 44, 57, 348, 384, 903
 Белый Нос мыс 171, 245
 Бирючевские пороги 41, 362, 368, 709, 710, 903, 905
 Болбан-ю, Болбан-Ю р. 161, 214, 930, 1007
 Болванская сопка 38, 732, 906
 Большая Визинга (Визинга) р. 650
 Большая Кара (Кара) р. 939
 Большая Инта, Инта р. 318, 320, 322, 324, 444, 568, 579, 678

Большая Кожва (Кожва) р. 24, 316, 425, 431, 435, 437, 966
 Большая Ою (Великая) р. 172
 Большая Порожная р. 145, 195, 799
 Большая Роговая р. 973, 974
 Большая Северная Двина р. 51, 60, 725, 762, 774
 Большая Сыня р. 44, 234—238, 317, 328, 329, 428, 447, 455, 562, 586, 595, 601, 607, 686, 701
 Большая Тынагота 156
 Большая Уса (Сарт-ю) р. 427
 Большеземельская тундра 25, 26, 37, 38, 40, 64, 86, 171, 173, 327—330, 333, 345, 461, 632, 633, 642, 668, 686, 688, 690, 697, 698, 699, 704, 707, 708, 714, 715, 720, 735, 740, 758, 761, 793, 799, 800, 801, 847, 863, 870, 877, 880, 885, 893, 895, 910, 919, 946, 956, 963, 964, 968, 969, 970—976, 557
 Большие Манские Болваны 193, 194, 195
 Большие Нисогоры с. 523, 649, 661, 676
 Большое Щучье оз. 149, 939
 Большой Зеленец о. 238—240, 345, 429, 455, 844
 Большой Лядгей 232, 233
 Большой Паток р. 132, 136, 142, 145, 154, 156, 199, 317, 327, 804, 805, 830
 Большой Саур гора 162
 Большой Сопляс 966
 Буркем р. 634, 665
 Бурмантово с. 693, 825, 826

В

Вага р. 11, 12, 34, 42, 43, 44, 492, 494, 495, 506, 512, 704, 705, 710, 771, 774, 904
 Вайгач о-ов 38, 172, 180, 200, 212, 238, 242, 252, 711, 859, 860, 863, 864
 Валган-Чугра гора 835, 943
 Валдайская гряда 709
 Вангурейский п-ов 707
 Вангыр р. 127, 132, 154, 156, 173, 200, 202, 215, 236, 327, 329, 425, 426, 428, 443, 444, 455, 629, 736, 804, 805, 807, 950
 Васькина р. 107, 249, 907
 Вахнево с. 601
 Вашка р. 15, 34, 35, 43, 350, 648, 707, 762, 781, 904
 Векса р. 775, 776
 Великая р. 15, 38, 39, 246, 247, 249, 297, 698, 724
 Великий Устюг г. 11, 40, 53, 706
 Верхняя Печора р. 170, 173—175, 184, 193—196, 215, 252, 253, 255, 316, 432—435, 443, 453, 454, 478, 481, 557, 561—

563, 565, 591, 797—801, 829—835, 837, 844, 845, 847, 911, 914, 920, 923, 937, 942, 947, 950, 953, 963

Верхняя Гойма р. 605, 509, 518, 524, 526, 774

Верховка р. 534, 770

Весляна р. 43, 478, 479, 622, 878, 948

Ветлуга р. 762

Ветренный пояс, кряж.

Визинга с. 650, 651, 652, 676

Визинга р. 11, 104, 107

Винленское с. 635, 637

Вишера р. 153, 175, 176, 241, 242, 554,

622, 644, 649, 779, 780, 831, 914, 923, 953

Вишерский Урал 439

Вожа оз. 32, 40, 41, 44, 59, 484, 764, 902, 903

Вой-вож р. 234, 448, 807

Войкар р. 812, 824, 1009

Войкар-Сыньинский массив 750, 811, 814, 832, 835, 932, 935, 937

Волга р. 32, 706—898, 901—903

Вологда г., ст. 11, 47, 52, 53, 58, 82, 90,

95, 96, 466, 472, 489, 484, 495, 497, 506,

512, 763—765, 771, 785, 787, 788, 902,

903

Вологодская обл. 51—55, 57, 720

Вологодский р-н 58, 517

Волокова р. 135, 677, 869

Волонга р. 297, 298, 356, 386, 391, 392,

398, 403—410, 412, 413, 415, 416, 533,

540, 543, 545, 546, 553, 644, 660, 782,

906

Волосница р. 914, 919, 966, 967

Волошка р. 383

Воль р. 479, 750, 904

Волья р. 144

Ворга-Шор р. 231, 445, 446, 629

Воркута г. 51, 52, 562, 567, 818

Воркута р. 44, 318, 427, 453, 556, 560,

567, 568, 577, 580, 590, 592, 602, 843,

848, 700, 973

Воркутский р-н 555, 556, 566, 568, 570,

571, 572, 573, 576, 580, 857

Ворыква р. 476, 483

Вотча с. 650, 651, 652, 658, 775

Вохма р. 652, 653

Вуктыл р. 421, 422, 431, 434, 454, 558,

562, 585, 831

Вуокса р. 57, 768

Вымь р. 16, 43, 61, 62, 271, 288, 412, 416,

464, 473, 474, 476, 477—479, 485, 488,

497, 501, 503, 504, 507, 513, 515, 521—523,

525, 530—533, 535, 536, 538, 541, 544—

546, 549, 551, 553, 600, 644, 777, 778,

780, 781, 866, 878

Выра-ю рч. 136, 156

Вытегра р. 33, 41, 262, 263, 265, 347, 348,

351, 356, 357, 359, 368

Выгегда р. 11, 12, 15, 16, 17, 21, 34, 35,

40—42, 45, 51, 53, 55, 60, 62, 270, 271,

329, 350, 395, 502, 503, 531, 533, 547,

549, 631, 685, 687, 688, 693, 694, 695,

698, 716, 762, 776, 778—780, 786, 865,

898, 903, 904, 905

Вятка р. 649, 898, 899

Г

Горличевская с. 373, 380

Городишна р. 516, 775

Грубе-ю р. 221, 224, 225, 814, 925

Грязовец г. 614

Д

Двинская губа залив 35, 40, 41, 712—714, 718, 901

Деревянск с. 687, 693, 694, 698

Джеджим-Парма возв. 101, 102, 106,

109—116, 356, 391, 395, 396, 408, 730,

731, 875, 905, 907, 968

Долгий о-ов 172, 327, 333, 334, 345, 421,

428, 455

Е

Европины Носки гряда 196

Егра-Ляга р. 170, 171, 912, 913, 923, 943

Еджид-Кырга р. 424, 431, 434, 439

Ежуга (Мезенская) р. 35, 507

Елга р. 479, 498, 507, 514, 778, 781

Елец р. 39, 161, 173, 215, 216, 221, 224—

228, 230, 231, 318, 444, 569, 583, 847, 932

Елма р. 193, 195, 914

Елмач Парма 779, 780, 905

Емца р. 35, 903

Енганэ-Пэ массив 132, 136, 142, 145, 154,

155, 161, 164, 216—220, 226, 241, 252,

792, 816—819, 844, 845, 847, 848, 932

Ентала р. 611

Ж

Жемчужная р. 645, 689, 732, 783, 785

З

Заостренная р. 327, 328, 448, 455, 556,

561, 562, 568, 587, 601

Западное Пригиманье 55, 56, 60, 61, 62,

63, 477, 644, 778—780, 888, 889

Западно-Сибирская низменность 691, 692,

791, 825—827, 829, 982—984, 986

Зимний берег (берег Белого моря) 14,

44, 45, 50, 87, 374, 718, 770, 771

Зимние Горы берег 35

И

Иб с. 650, 651, 652

Иджид р. 831, 684

Иджид-Ляга р. 186, 273, 799, 911, 912,

914, 915, 917

Ижемский р-н 661, 662, 664, 666

Иджид-Парма возв. 39, 176, 178, 422, 684,

835, 837, 943

Ижма р. 37, 44, 279, 286, 631, 632—638,

640, 641, 655—660, 662—665, 667, 679,

680, 682, 786, 907, 965, 968

Икса р. 41, 95, 262, 263, 265

Ильч р. 24—26, 44, 132, 135, 142, 145,

152—154, 163—200, 252, 316, 421, 422,

453, 454, 557, 558, 562, 584, 585, 774,

775, 794—799, 801, 811, 830—835, 911,

913, 914, 920, 923, 943, 946, 948, 950,

952—954, 965—968, 1008, 1011

Ингилюрский массив 745, 746

Индига р. 35, 41, 51, 404, 409, 413, 537,

539, 542, 545, 553, 666, 667, 979

Инта р. 423, 453, 555, 556, 561, 566, 577,

579, 580, 592, 965

Иоутынья р. 143, 912, 923

Иркусей гора, хр. 161

- Исследовательский кряж 39, 931
Итья р. 962
Ичед-Болвано-Из гора 922
(Мань-Пупу-Ньер)
Ичед-Ляга р. 163—166, 184—187, 195,
200, 798, 912, 913, 917, 923
Ичед-Парма возв. 39
- К**
- Кама р. 35, 490, 649, 779, 780, 898, 899,
902, 911, 968
Камбальница р. 107
Каменка р. 425, 426, 444, 555, 966
Каменноугольная гряда 869, 870, 873,
905, 906
Канин-Камень хр. 32, 35, 36, 40, 110, 782,
783, 784, 785
Канин Нос мыс 107, 108, 689, 950
Канин п-ов 7, 32, 35, 40, 45, 50, 51, 55,
56, 59, 62, 63, 99, 107, 112, 115, 246, 250,
645, 654, 666, 668, 677—679, 681—683,
694, 704, 710, 711, 718—720, 723—726,
728, 731, 732, 762, 763, 777, 781—784,
787, 788, 789, 792, 894, 896, 905
Кара р. 26, 38, 41, 132, 143, 145, 148, 149,
151—154, 161—163, 166, 173, 233, 240,
245, 320, 430, 451, 452, 453, 599, 700,
800, 735, 758, 819, 820, 844, 848, 854,
859, 860, 939, 940, 958, 961—963
Каргополь г. 769
Карелия 32, 58, 388, 698, 698, 706, 710—
712, 722, 766, 767, 769, 787, 788, 888,
890
Карельский перешеек 57, 711, 768
Карпинского гора 39, 161, 692, 699, 924
Карская губа 562, 568, 582, 851, 855,
859, 956, 959, 962
Карское море 26, 38, 41, 64, 219, 227, 240,
243, 568, 582, 819, 821, 822, 941
Кедва р. 36, 634, 635, 637, 668, 669, 673
Кедвинское с. 634, 637, 638, 669
Кельтма р. 464, 473, 478, 502, 902, 968
Кенозеро оз. 44, 68, 356, 369, 709, 710
Керсынг-я р. 128, 129, 130
Кечь-Пель р. 216, 225, 569, 583
Кижмола р. 646
Кизел г. 439
Кильдин о-ов 62, 792, 894, 896
Кириллов г. 11, 464, 466, 467, 479, 482,
486, 506, 903
Кирпичный руч. 635, 637, 638, 641
Киров г. 51, 698
Кичиль-Из массив 923
Кичменьга р. 755
Кобра р. 649
Ковжа р. 33, 55, 57, 383, 384, 469, 764,
903
Ковжа (Большая Ковжа) 37, 53, 435,
555, 678, 965, 966
Кожим р. 117, 118, 121, 125, 127, 128,
132—136, 142, 143, 145, 152, 154, 156,
157, 161—173, 174, 186, 200, 202, 205,
206—209, 211—216, 220, 251, 252, 255,
322, 347, 422, 425—427, 431, 435, 437,
438, 441—444, 453—455, 555, 561—563,
566, 568—571, 575—577, 579, 586—588,
590—592, 644, 661, 683, 742, 806, 809,
812, 814, 815, 844, 845, 929, 930, 932,
943, 946, 950
Кожим-Из массив 913, 917, 798
Кожим-ю р. 128, 170, 171, 176, 186, 187,
205, 800, 913, 923, 943
Коин р. 61, 62, 479, 498, 778, 866
Койгородок 651, 652, 676
Койнас с. 43
Колва р. 38, 48, 50, 688, 698, 699, 716,
831, 834, 953
Колгуев о-ов 697
Колокольня гора 39
Кольский п-ов 67, 471, 677, 694, 698, 703,
706, 707, 711, 714, 715, 722, 762, 768,
771, 783, 785, 787, 788, 790
Коми АССР 51, 52, 53, 55, 720, 776
Конгломератовая г. 807, 808
Коноша г., ст. 34, 51, 83, 87, 89, 94, 95,
349, 482, 486, 709, 763, 765, 767, 768,
785, 788
Константинов Камень гора 39, 132, 143,
154, 162, 172, 173, 231, 234, 701, 736,
815, 817, 819—823, 844, 848, 860, 932—
934, 936, 944, 956
Коротайха (Сядей-ю) р. 38, 141, 173,
238, 568, 581, 687, 699, 700, 707, 735,
844, 851, 973, 974
Кораярма с. 464, 467, 486, 513, 517, 529
Косма р. 656, 782, 874, 906
Косминский Камень 270, 286, 866, 869,
870, 871, 872, 874, 906
Кострома р. 771, 776, 781, 903
Косьва р. 701
Косью, Косью р. (приток Усы) 28, 48,
107, 121, 142, 144, 157, 161, 163, 172,
173, 175, 200—203, 205, 208, 211, 212,
215, 318, 323, 327, 421, 425, 431—439,
443, 444, 448, 453—455, 555, 556,
561, 562, 563, 566—570, 579, 592, 594,
600, 602, 622, 629, 644, 678, 688, 804,
806, 807, 836, 844, 845, 848, 943, 948,
950
Кос-ю р. (приток Илыча) 177, 175, 176,
177, 178, 179, 181, 183, 196, 198, 252,
946, 950
Котельнич г. 788
Котлас г. 40, 51, 52, 60, 82, 85, 89, 98,
349, 350, 467, 471, 482, 486, 505, 513,
517, 687, 888, 762, 763, 772, 785
Кочмес р. 701, 702
Ксенофонтово с. 392, 889
Кубенское оз. 32, 40, 42, 44, 55, 57, 764,
902, 903
Кулой р. 12, 13, 14, 18, 35, 41, 44, 55, 59,
348, 464, 469, 472, 479, 488, 494, 490—
492, 902
Кумушка р. 869
Куниб с. 650, 676
Кунож р. 775, 776
Курсамбой хр. 807, 808
Кутников хр. 707
Куя р. 707
Кыма р. 696, 706
Кысунья р. 171, 175, 196
- Л**
- Лагорта р. 751
Ладожское оз. 712
Лача оз. 32, 40, 41, 44, 46, 350, 383, 384,
902, 903
Лая р. 37, 50, 87, 629, 675, 676, 698, 699,
707
Лек-Елец р. 216, 217, 220, 427, 446, 567

- Лек-Роговая р. 234, 235, 318, 320, 758, 761, 842
 Лемва р. 26, 39, 136, 166, 172—174, 193, 198, 206, 213, 212, 214—216, 219—222, 225, 227 230, 233, 235, 236, 253, 255, 256, 318, 323, 427, 431, 432, 444, 445, 560, 569, 571, 583, 678, 754, 804, 812, 822, 845, 847, 925, 935, 944, 950, 955, 982
 Ленинградская обл. 711, 712
 Лепля р. 825
 Летка р. 698
 Летний Берег побережье 770
 Лозьва р. 170, 180 317, 328, 329, 693, 798, 824—826, 911, 915, 916, 923, 953, 983
 Локчим р. 632, 645, 649, 650, 654, 664, 776, 899
 Лонгот-Юган р. 127, 146, 744, 745, 933, 937, 939
 Лоптгога р. 648
 Лопью р. 192, 685, 776, 943
 Луговая р. 177, 178, 179, 181, 182, 183, 192
 Лудоватые мысы 62, 782, 783, 784
 Луза р. 12, 14, 15, 40, 55, 60, 652—654, 663, 902—904
 Лья-йоль р. 271, 274, 675
 Ляга-Чугра гряда 835
 Лядгей р. 231, 233, 319, 322, 815, 820, 849, 857 939, 944
 Ляпин р. (Хулга) 117, 121, 133, 142, 144, 692, 753, 804, 814, 824, 931
 Ляпинский край 737, 738, 744, 745, 746, 749, 811, 815, 825, 827
 Ляпинский Урал 736, 804
- М**
- Макар-Из массив 797
 Малая Кожва р. 431, 435
 Малая Онега (рукав р. Онеги) 41
 Малая Печора р. 176, 179, 192, 193, 195, 422, 432, 791, 799, 830, 831, 833, 835 915, 943, 948, 953.
 Малая Порожная р. 915
 Малая Северная Двина р. 12, 14, 34, 41, 42, 524, 525, 771, 903, 904
 Малая Сосьва р. 911, 915
 Малая Уса р. 163
 Малды массив 155, 157, 161, 164, 200, 212, 213, 215, 810, 925, 926, 930, 932
 Малоземельская тундра 36, 38, 40, 44, 50, 638, 688, 704, 707, 708, 715, 719, 720, 893, 910, 964, 977, 978, 979
 Малый Зеленец о-ов 333, 421, 428
 Малый Паток р. 316, 317, 804, 810, 811
 Манарага массив 154, 161, 924
 Манарага р. 144, 147, 157, 161, 164, 736
 Мань-Энти-Ньер, массив 176, 195, 196
 Манита-Нырды массив 132, 145, 154, 161, 216, 217, 816, 817, 819, 845, 848, 932, 933, 935, 936, 938
 Мань-Пупу-Ньер гора 136, 801, 914, 916, 922
 Мань-Хамбо массив 135, 139, 744, 745, 755
 Мань-Хан-Хам-Ньер массив 744, 797, 800, 912, 916, 920, 922, 923
 Мань-Хобе-Ю, Мань-Хобе-ю р. 1008
 Манья р. 127, 128, 132, 134, 142, 144, 736, 741, 805, 915
- Мезенская гряда 906
 Мезенская губа 40, 43, 48, 461, 718, 902
 Мезенская Пижма 36, 391, 392, 394, 396, 401, 406—409, 412, 413, 415, 416, 418 501, 537, 538, 541, 543, 546, 548, 553, 723, 724, 732, 781, 786, 906, 907
 Мезень г. 48, 51, 466, 486, 489, 491, 762
 Мезень р. 12, 13, 14, 16, 18, 34, 35, 40, 41, 43, 44, 51, 55, 60, 62, 104, 350, 406, 408, 412, 413, 415, 416, 418, 464, 466, 467, 468, 471, 479, 481, 482, 487, 489, 490—492, 494, 501, 504, 506, 507, 514, 515, 521, 523, 528, 534, 535, 541, 543, 546, 548, 553, 696, 703, 706, 731, 732, 762, 771, 781, 786, 857, 877, 889, 898, 904, 905, 906
 Микулкин мыс 62, 107, 689, 725, 731, 732, 783, 787,
 Минисей гора, хр. 132, 142, 154, 155, 162, 700, 701, 860, 934, 939, 944
 Молома р. 15, 632, 652, 653, 659, 660, 698
 Мор-Пе, Море-Из гора 38
 Моша р. 59, 348, 369, 377, 469, 479, 704, 710, 769, 770, 902, 903
 Мудьюга р. 901
 Мутная р. 781, 907
 Мутный Материк с. 102, 392, 675, 881, 966
 Мыла р. 391, 397, 398, 401, 404, 405, 409, 413, 416, 417, 534, 536, 541, 542, 543, 546, 548, 551, 553, 732, 874, 875
 Мырсы-Пэ гора 167
- Н**
- Наволок-Мыльк возв. 701
 Нагн-Сория р. 135
 Народа гора 39, 132, 692, 699, 924, 926
 Народа р. 130, 134, 815, 1008
 Нарьян-Мар г. 51, 102, 629, 642, 663, 675, 881, 883, 884, 885
 Нем р. 685, 686
 Ненецкая гряда 38
 Ненокса, Ненокса р. 59, 80, 87, 722, 770
 Ненокса, Ненокса с. 81, 84, 87, 90, 91, 721, 766, 769, 770, 785, 890
 Нерим-Из (Яна-Хар-Гумп) массив 798, 912, 913, 916
 Нерца р. 632, 640, 662, 665, 668, 674, 675, 677, 682, 698
 Неройка гора 39, 692
 Нерута р. 977, 978
 Неча р. 555, 562, 588
 Нившера р. 36, 779, 780, 786
 Нижняя Омра р. 279, 284, 285, 724
 Нижняя Тойма р. 60, 467, 468, 470, 472, 482, 492, 509, 520, 607
 Нименьга р. 718
 Новая Земля о-ов 26, 212, 238, 239, 663, 688, 689, 690, 694, 699, 702, 707, 708, 715, 755, 823, 859, 860, 864, 972
 Нортнича-йоль рч. 441, 442.
 Нохор р. 754
 Нямба р. 142
 Нямедь, Нямед с. 278
 Няндама ст., г. 34, 359, 467, 709, 766, 788
 Нярма р. 142, 143, 144, 147, 148, 173, 231, 232, 815, 819, 820, 936, 940, 944
 Няровой р. 125
 Няысь р. 911, 912

О

- Обдор. р. 62, 479, 872
 Обе (Обе-Из) хр. 39, 161, 200, 201, 205, 208, 807, 844, 848, 926, 930, 932
 Обь р. 692, 800, 919, 932, 939
 Одес с. 633, 634, 658, 665, 678
 Онега г. 51, 65, 788, 905
 Онега р. 11, 13, 14, 32, 34, 40, 41, 51, 52, 55, 56, 58, 59, 67, 68, 73, 81, 95, 347, 348, 350, 351, 356, 361, 362, 363, 368, 369, 372, 377, 378, 380, 383, 709, 710, 714, 769, 898, 901, 902, 903, 904
 Онежская губа 40, 41, 51, 87, 712, 714, 718, 890, 897, 900
 Онежское озеро 33, 55, 57, 58, 60, 262, 265, 764, 766, 769, 790
 Онежский п-ов 13, 14, 35, 44, 59, 81, 83, 87, 347, 348, 362, 712, 714, 718, 721, 722, 770, 901
 Опарино с. 60, 94, 462, 467, 472, 482, 763, 785
 Осовой оз. 701
 Осовой р. 231, 232, 233, 234, 822, 854, 700, 702
 Очь-Парма, Оч-Парма гряда 36, 100, 106, 108, 109, 110, 112, 114, 115, 271, 278, 391, 731, 778, 866, 875, 876, 906
 Ошка-Шор. рч. 128
 Ою (Великая) р. 149, 150, 232, 240, 244, 245
- П
- Пага р. 143, 162, 221—224, 229, 740, 753, 945
 Падерата р. 148, 816, 817, 938
 Падимей-Вис р. 238, 239, 240
 Пае хреб. 35, 689, 897, 905
 Пай-Ер массив 39, 691, 736, 750, 753, 814, 828, 932, 935, 937, 1009
 Пай-Хой массив 7, 11, 24—27, 29, 30, 32, 33, 36—40, 45, 51, 55, 56, 63, 64, 65, 150, 151, 167, 171—175, 227, 233, 240—246, 250—254, 333, 334, 345—347, 421, 422, 429, 430, 450—454, 555—559, 562, 565, 698—702, 704, 705, 711, 716, 735, 736, 740, 753, 755, 758, 761, 787, 791, 792, 794, 812, 820, 821—824, 830, 840, 841, 843, 844, 848, 851, 852—860, 863, 885, 886, 887, 892, 893, 894, 895, 897, 909, 910, 936, 955, 956—962, 968, 969, 972, 973, 974, 1011, 1020, 1024
 Пай-Пудынский Пайпудынский хр. 746, 845, 932
 Пантый, с. 646
 Паронес, с. 635, 638, 639, 641
 Парче-Щелье 669—672, 681, 682
 Пас-Ньер хр. 911, 912, 917, 920
 Паток р. 148, 156, 691, 736, 806
 Паток-Из гора 804
 Паханская губа 40
 Пеза р. 12, 43, 44, 521, 522, 528, 649, 695, 696, 698, 702, 703, 706—708, 781, 900, 907
 Пелингичей р. 744, 805, 931
 Печора р. 24, 35, 36, 37, 41, 42, 44, 45, 48, 50, 51—54, 132, 136, 137, 141, 142, 145, 151—154, 166, 177, 178—183, 192—196, 347, 416, 425, 428, 431, 434, 435, 461, 533, 535, 549, 554, 555, 558, 584, 585, 586, 631, 640, 641, 644, 650, 659, 667, 668, 675, 677, 678, 679, 681, 682, 684, 685, 686, 687, 690, 696, 697, 698, 699, 707, 708, 711, 715, 716, 719, 740, 754, 893, 905, 957, 1011, 1013
 Печорская губа 40, 963, 971
 Печорский край 29—31, 169—171, 174, 237, 238, 631, 642, 644, 655, 663, 664, 666, 667, 668, 673, 674, 682, 918, 970
 Печорский Урал 11, 347, 453, 535, 544, 551, 831, 864
 Печорское море 7, 32, 38, 41, 450, 562, 591, 909, 970, 971, 979
 Пеша р. 35, 41, 50, 391
 Пижма Мезенская р. 408, 501, 534, 535, 649, 723, 724, 732, 866, 871
 Пижма Печорская р. 12, 114, 286—288, 534, 536, 631, 640, 641, 644, 657, 660, 662, 668, 674, 675, 682, 732, 872, 873, 874, 875, 907
 Пинга г. 43, 51, 347, 469, 470, 528, 901, 902
 Пинга р. 11, 13, 14, 15, 34, 35, 40, 41, 42, 43, 51, 60, 349, 351, 372—374, 380, 384, 385, 464, 466, 472, 479, 482, 488, 491, 492, 506, 509, 511, 514, 521, 523, 528, 648, 686, 774, 888, 889, 904
 Погурей р. 753, 814
 Подчерем р. 39, 145, 170, 171, 176, 196, 197, 198, 209, 252, 316, 317, 347, 421, 422, 423, 424, 431, 454, 554, 558, 562, 585, 797, 802, 831, 832, 837, 844, 918, 943, 950, 1011, 1013
 Пожня с. 633, 638, 678
 Покшеньга р. 491, 509, 704, 775
 Полтома р. 686, 901
 Поллодов Камень, Поллода кряж 99, 102, 107, 115, 830, 877, 879, 905, 968
 Полярный Тиман 867, 869
 Полярный Урал 7, 26, 27, 86, 38—40, 51, 55, 64, 169, 171—176, 194, 206, 226, 231—234, 241, 243, 250—254, 333, 334, 461, 557, 569, 594, 691, 692, 708, 725, 731, 735—742, 744—761, 796, 797, 801, 802, 811, 812, 815—818, 820—823, 827, 828, 830, 841, 843, 844, 847—849, 851, 853, 854, 858, 860—863, 884, 887, 893—895, 897, 909, 910, 919, 921, 922, 931, 932, 933—942, 944, 947, 951, 953, 955, 957, 962, 974, 981, 982, 984, 1006, 1013, 1016
 Порожское с. 634, 636, 637
 Пот-Чурк гора 36, 906
 Потым-ю р. 142, 811
 Прионежье 57, 58, 768, 769
 Приполярный Урал 7, 27, 39, 45, 171, 172—175, 186, 195, 206, 243, 251, 254, 461, 691, 795, 797, 798, 801, 804—806, 809, 810, 817, 819, 827, 830, 843, 844, 862, 910, 918, 919, 921—931, 937, 939, 940, 942, 943, 946—948, 951, 1016
 Притиманье (Притиманский р-н) 21, 61—63, 278, 284, 347, 531, 633, 641, 667, 668, 726, 762, 771, 778—780, 785, 788—790
 Приуралье 248, 279, 286, 422, 425, 428—430, 431, 444, 478, 531, 559, 563, 566, 766, 777, 778, 815, 816, 822, 829, 830, 845, 844, 848, 860, 864, 1006, 1013, 1016
 Пуйва р. 120, 124, 125, 127, 128

Пустозерск с. 47, 48
 Пыелдино с. 651, 652, 676

Р

Рай-Из массив 691, 812, 814, 817, 828,
 736, 738, 739, 750, 752, 932, 934, 937
 Роговая р. 50, 629, 700, 701, 843
 Россомаха хр. 156, 157, 161, 926, 930, 932
 Рочуга р. 391, 501, 553, 695, 781, 907
 Румяничный мыс 62, 723, 724, 725, 727,
 728, 730, 731
 Рыбачий п-ов 62, 792, 889

С

Саа-яха р. 240, 245, 582
 Сабля гора 39, 45, 64, 142, 148, 691, 701,
 806, 926, 928, 934
 Савко-Ньер (Сотчем-Йоль-Из) возв. 184,
 186, 189, 800, 912, 917
 Саледы хр. 39, 155, 157, 161, 164, 173,
 200, 807, 844, 848, 926, 930, 932
 Сале-Урне-Хум гора 805
 Салехард г. 701, 823
 Сана-Из гора 132, 154, 161, 206, 812
 Сарбей-яха 163, 427, 446, 567
 Састым-Ньер гряда, хр. 159
 Светлая р. 113, 296, 374
 Святой Нос мыс 62, 392, 415, 533, 905
 Северная Двина р. 11—15, 21, 34, 35,
 40—44, 52, 55, 59, 349, 350, 362, 372,
 373, 374, 380, 385, 464, 469, 472, 479,
 488, 491—495, 504—506, 509—513, 517—
 520, 523, 525—527, 528, 682, 686, 702—
 705, 710, 712, 713, 715, 718, 770—772,
 898, 900, 902—904
 Северная Земля 239, 823
 Северная Кельтма р. 17, 62, 531, 686,
 690, 779, 904
 Северная Мылва р. 393, 395, 685, 908
 Северная Сосьва р. 141, 142, 170, 656,
 692, 701, 751, 753, 797, 798, 800, 824,
 826, 911, 912, 981, 982
 Северные Увалы (Волго-Двинский водо-
 раздел 15, 31, 40, 690, 898, 899, 901,
 902
 Северный край 32, 33, 36, 40—42, 44,
 45, 49—52, 333, 334, 631—633, 642—644,
 649, 652—655, 657—659, 661—668, 673,
 677, 679—682, 683—690, 693, 694, 698,
 704, 706, 709—711, 718—720, 897, 898,
 901, 902, 903
 Северный Ледовитый океан 690, 708, 719,
 901
 Северный о-ов 689
 Северный Тиман 36, 62, 170, 172, 346, 365,
 386, 389, 390—392, 396, 397—418, 461—
 466, 472, 473, 477—481, 483, 486, 488,
 497, 503, 507, 514, 532, 533, 535, 537,
 538, 539, 540, 542, 543, 544, 545, 547,
 548, 551, 553, 554, 661, 682, 708, 719,
 723, 725, 762, 782—784, 787, 789, 888,
 893, 906, 979.
 Северный Урал 36, 39, 55, 64, 102, 169,
 171, 172, 174, 175, 186, 200, 209, 241,
 243, 252—254, 334, 557, 594, 656, 661,
 663, 685, 687, 690, 693, 699, 708, 730,
 740, 742, 747, 750, 753, 791, 796, 797
 801, 804, 824, 825, 828, 830, 831, 848,
 868, 884, 885, 887, 893—895, 897,
 910, 911, 913, 916, 917, 918—922, 926,

929—931, 935—937, 942, 947, 948, 950,
 951, 954, 955, 964, 972, 979, 980, 981,
 984, 985
 Сель-ю р. 16, 36, 271, 276, 571, 634, 638,
 664, 673
 Семеновское с. 378, 764, 901, 949
 Серегово с. 15, 62, 63, 473, 474, 498, 734,
 763, 778
 Сибирча-яха р. 857, 859
 Силова-яха, Силова р. 38, 173, 327, 430,
 451, 452, 556, 568, 591, 594, 596, 599, 600,
 602, 630, 735, 753, 758, 761, 820, 844,
 853, 855, 857—859, 700
 Сия с. 469, 710, 900
 Синькин Нос мыс 63, 173, 238, 327, 330,
 333, 345, 421, 428, 429, 446, 449, 455,
 844, 857
 Сось р. 39, 445, 464, 466, 467, 472, 483,
 497, 569, 583, 732, 768, 771, 785, 788,
 933, 934
 Солигалич г. 60, 334, 464, 466, 467, 472,
 483, 497, 732, 763—765, 768, 771, 785,
 788
 Соликамск г. 778, 779
 Сольвычегодск г. 469, 470, 471, 482, 513,
 517, 529, 776
 Сомба р. 356, 709
 Сопляс р. 24, 25, 431, 434, 435, 555, 966
 Солча р. 240, 245, 855, 956
 Сосьва р. 692, 693, 798, 911, 915, 916, 983
 Сосьвинский Урал 736, 749
 Сотчем-Йоль-Из (возв. 184, 186, 189, 800,
 912, 917
 Сояна р. 374, 380, 381, 389, 471, 479, 481,
 482
 Средний Тиман 40, 43, 99, 113, 270, 271,
 286, 288, 289, 389, 390—392, 394, 396—
 409, 413—418, 420, 532, 533, 535, 537—
 540, 542—545, 547, 548, 551, 553, 554,
 723, 726, 727, 730—734, 780, 782, 784,
 789, 866—875, 889, 906
 Средний Урал 333, 791, 792, 804, 824, 825,
 828, 922, 945, 950, 951, 953, 980, 984
 Средняя Печора 173, 175, 255, 421, 423,
 316, 431, 433, 437, 438, 443, 453, 454,
 557, 558, 561—565, 585, 589, 591, 592,
 603, 686, 688, 698, 699, 716, 794, 829,
 830, 831, 837, 910, 911, 914—916, 922,
 923, 932, 948—950, 953, 963—967, 968—
 971, 977, 979, 1013
 Старик-Из гора 161, 1006
 Стрелица р. 772
 Сула р. 36, 38, 45, 50, 297, 392, 398, 402,
 403—405, 409, 413, 415, 417, 533, 537,
 539, 542, 545, 547, 551—553, 649, 708,
 715, 716, 869, 870, 874, 977, 979
 Суммах-Ньер хр. 159
 Сура-Из гора 691
 Сухона р. 12, 15, 34, 40—42, 51, 53, 55, 57,
 59, 60, 349, 360, 467, 469, 479, 495, 497,
 504, 515—519, 521, 524—526, 528, 529,
 649, 706, 764, 771, 772, 774, 781, 898,
 902, 903
 Сыктывкар г. 43, 51, 52, 529, 685, 904
 Сыня р. 173, 236, 554, 589, 812, 825
 Сысола р. 11, 12, 43, 632, 642, 645, 649,
 651, 654, 656—658, 660, 661, 663, 664,
 666, 676, 677, 679, 698, 776, 899, 902
 Сысольский р-н 632, 653, 658, 659, 660,
 662, 664, 668, 680

Т

- Тавро-яха р. 679, 732
 Тагажма р. 356, 358, 769
 Таймыр п-ов 65, 243, 822, 823, 824, 863
 Талата р. 38, 239, 240, 428, 429, 568, 581, 582, 820
 Тальбей гора 589, 600, 630, 643, 659, 758, 842
 Тар-ю р. 238, 239, 240, 429, 691
 Тельпос-Из гора 39, 132, 143, 145, 153—155, 157—159, 164, 165, 803, 917, 930, 1006
 Тельпос-ю р. 157, 164
 Тима-Из гора 197
 Тиман кряж 32, 34—37, 40, 43—45, 49—51, 55—56, 59, 61—64, 93, 94, 98, 99, 170, 172, 246, 250, 254, 346, 347, 349, 351, 356, 364, 365, 375, 382, 387, 389—396, 399—405, 408, 410—412, 414, 418, 420, 461, 462, 476—478, 488, 498, 499, 501, 503, 515, 532—535, 541, 544, 549, 551, 553, 563, 592, 593, 633, 634, 635, 638, 640—644, 649, 656, 662, 664, 668, 686, 689, 690, 696—698, 707, 708, 711, 715, 716, 719, 722—725, 730—732, 762, 763, 771, 777—782, 784—792, 793, 795, 799, 830, 859, 865, 880, 881, 884, 888, 886—889, 892, 894—898, 905, 906
 Тимано-Кининской кряж 32, 35
 Тиманская тундра 631
 Тиманский Камень 36, 270, 866, 869, 870, 874, 906
 Тобыш р. 103, 110, 484, 641, 656, 665, 674, 681, 682, 866, 874, 969, 979
 Торговая р. 117, 127, 128, 132, 134, 142, 145, 744, 930, 1006
 Торре-Порре-Из хр. 184, 145, 912, 922, 1008
 Тотьма г., курорт 12, 15, 42, 51, 53, 60, 497, 772
 Троицко-Печерск с. 47, 284, 688, 966
 Туйтым-Ньер хр. 145, 149
 Тумбал-Из гора 923
 Турын-я-Ньер массив 797, 800
 Тынагота р. 132, 134, 145
- У
- Укзеньга с. 385
 Ук-ю (Яны-Янг-Тумп-Я) р. 132, 135, 187, 191, 800, 912, 913, 917, 919, 943
 Умба р. 287, 866, 873, 875
 Унжа р. 15, 524, 652, 653, 656, 657, 706, 781
 Унья р. 169—171, 174—176, 178, 179, 193, 234, 253, 584, 684, 716, 717, 791, 795, 799, 811, 830, 831, 833—835, 837, 847, 911, 914, 915, 920, 942, 947—951, 953, 1011
 Урал (Уральский хр.) 26, 31, 35, 37, 39, 40, 45, 48, 55, 56, 61, 63, 64, 65, 333, 334, 420, 423, 428, 431, 435, 438, 443, 444, 557, 559, 568, 569, 583, 590—592, 684, 685, 686, 690, 692, 699, 725, 730, 735—737, 740, 742, 745—748, 754, 755, 759, 761, 778, 798—792, 800—812, 815—837, 855—857, 859, 860—862, 879, 880, 855—888, 892, 895, 896, 909—919, 922—928, 932—934, 936, 940, 944, 945, 947, 948, 950, 951, 953, 962, 968, 969, 972—974, 979—984
- Уса р. 24, 36, 37, 44, 45, 51, 125, 132, 136, 142, 143, 145, 149, 153, 154, 161, 162, 235, 347, 421, 422, 427, 431, 443, 444, 446, 455, 537—599, 642, 644, 668, 678, 681, 686, 690, 691, 699, 701, 940, 945—948, 964, 969—975
 Усть-Кулом с., прист. 43, 687, 693, 698, 780
 Усть-Нем с. 43, 780, 866
 Усть-Пинега с. 81, 84, 87, 89, 91, 94, 97, 682, 702, 766, 888, 890
 Усть-Уса с. 51, 675, 688, 979
 Усть-Цильма с. 37, 47, 659, 880
 Усть-Шугор с. 434, 435, 684, 690
 Устюжна г. 486, 506
 Устья р. 35, 479, 506, 510, 511, 774
 Уута гряды 157
 Ухта р. 13, 16, 274, 277, 279, 286, 288, 383, 633, 634, 656, 907
- Х
- Хабарово с. 171, 851
 Хадата р. 125
 Хайминский Камень 36, 870, 874, 906
 Хайпудыра (Море-ю) р. 971, 699
 Хайпудырская губа 40, 173, 238, 239, 422, 428, 707, 711, 719, 844, 854, 884, 871, 973
 Хальмер-ю, Хальмерью р. 591, 592, 596, 599, 602, 754, 758, 761, 963, 983
 Халмер, Хальмер р. 249, 452
 Ханмей р. 124, 744, 745, 750, 812, 814, 815, 816, 827, 934, 935
 Харбей р. 124, 125, 128, 135, 744, 745, 935
 Харота р. 25, 224, 225, 227, 806, 807
 Хартес п. 117, 125, 127, 130, 132, 134, 141, 142
 Хартес-вож р. 125, 128, 130
 Харута р. 25, 222, 224, 228, 229, 230, 234, 318, 678
 Хаталамба р. 128, 132, 142, 161, 805, 806, 1008
 Хей-яха р. 39, 327, 581, 594, 597, 598, 599
 Хенгур-ю р. 857
 Хобе-ю р. 132, 133, 134, 805
 Холмогоры г. 42, 710, 900, 902
 Хомась р. 134
 Хоса-Ньер хр. 132, 159
 Хулга р. 736, 739, 750, 812, 814
- Ц
- Центральный Урал, Центральный хребет 693, 725, 730, 736, 812, 814, 815, 912, 963
 Цильма р. 12, 13, 16, 36, 46, 114, 390, 391, 397, 401, 404, 405, 409, 413, 416, 417, 534, 536, 541, 548, 543, 546, 551, 553, 631, 640, 641, 642, 662, 695, 698, 731, 781, 782, 872—875, 906, 907, 964, 977
- Ч
- Чайцинский Камень 36, 249, 270, 732, 866, 869, 870, 905, 906
 Череповец г. 51, 52, 53, 497, 506, 507, 512, 764, 765
 Черная (Кедва) р. 246, 249, 568, 635—637, 725, 732, 834, 869, 906

Чернова гряда 238, 428, 429, 446, 449, 455, 829—830, 840, 841, 843, 844, 851, 857, 858, 885, 894, 895, 896

Чернышева гряда, кряж 7, 37, 172—174, 186, 234—237, 255, 317, 330, 333, 346, 421, 428, 437, 446, 448, 449, 453—455, 554, 557, 566, 568, 579, 586, 588, 592—594, 600, 601, 625, 642, 644, 688, 733, 735, 740, 754, 759, 760, 829, 830, 840—845, 894—896, 948, 969, 975, 979, 982, 1023, 1024

Четласский Камень 96, 100, 103, 107, 108, 110, 112—114, 116, 271, 391, 394—396, 723—725, 727, 781, 871, 872, 875, 877, 878, 889, 906

Чешская губа 35, 40, 48, 50, 99, 270, 298, 399, 406, 407, 538, 540, 543, 678, 679, 866, 888, 719, 723, 725, 905, 906, 979

Чуть р. 13, 271, 274, 723, 724, 726, 730, 731

Ш

Шапкина р. 50, 699, 707

Шарженга, Шорженьга р. 12, 14, 611, 655, 775

Шарью, Шар-ю р. 61, 317, 328, 329, 428, 448, 455, 456, 466, 467, 472, 483, 556, 561, 562, 568, 587, 588, 763, 771, 785, 788

Шежим р. 169, 174, 176, 181, 192

Шежим-Из гора 916, 917

Шежим-ю р. 171, 175, 176, 177, 178, 179, 684, 835

Шексна р. 14, 55, 57, 58, 64, 488, 497, 506, 507, 903

Щ

Щугор р. 117, 121, 128, 133, 135, 138, 142, 145, 149—154, 159, 163—165, 170, 176, 196—198, 209, 347, 554, 558, 562, 585, 601, 797, 802, 803, 831, 832, 837, 844, 918, 930, 943, 950

Щучья р. 124, 146, 149, 154, 174, 226, 392, 398, 402—404, 413, 415, 417, 533, 537, 542, 545, 547, 551, 744, 745, 753, 755, 934, 939

Э

Эбель-Из гора 916, 917, 943

Ю

Юг р. 12, 15, 40, 41, 42, 55, 60, 652, 653, 706, 762, 902, 903, 904

Югорский п-ов 25, 150, 171, 172, 243, 246, 719, 755, 851, 854, 856, 955, 956, 958, 959, 971

Югорский Шар прол. 25, 38, 172, 240, 242, 243, 245, 857

Южная Кельтма р. 286, 779

Южная Мылва р. 685, 786, 904

Южная Сосьва р. 827

Южная Хуута р. 133, 135

Южный Тиман 99, 248, 271, 280, 284, 288, 334, 347, 389, 390—418, 532—539, 541—549, 551, 555, 688, 698, 723, 726, 731, 864—867, 875, 876, 889, 906

Южный Урал 181, 231, 333, 562, 740, 752, 791, 792, 805, 815, 829, 830, 831, 845, 922, 937, 945, 950, 951, 953, 980, 984

Я

Ямал п-ов 822, 823, 860

Янгарей р. 568, 581, 687

Яны-Емти-Ньер массив 914, 916

Яны-Квот-Ньер хр. 911, 912, 915, 917, 920

Яны-Пупу-Ньер хр. 914, 920

Яны-Хамбу-Ньер 132, 154, 155, 913, 921

Яренга р. 479, 632, 645, 646, 654, 655, 659, 660, 664, 666

Яренск г. 60, 88, 89, 99, 349—351, 462, 466, 467, 472—474, 483, 486, 497, 515, 529, 731, 763, 776, 785, 786, 904

Ярней р. 645, 782, 783

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение <i>А. И. Зоричева, С. Н. Волков</i>	7
Глава I История геологического изучения	11
Север Русской платформы и Тиман <i>А. И. Зоричева</i>	11
Печорский угленосный бассейн, Печорский Урал и Пай-Хой <i>С. Н. Волков</i>	24
Глава II Физико-географическое описание и экономическая характеристика	32
Рельеф <i>Я. Д. Зеккель</i>	32
Гидрография <i>Я. Д. Зеккель</i>	40
Климат <i>Я. Д. Зеккель</i>	45
Почвенно-растительный покров <i>Я. Д. Зеккель</i>	49
Пути сообщения <i>Я. Д. Зеккель</i>	51
Основные экономические районы <i>Н. В. Крылов</i>	51
Глава III Основные черты геологического строения <i>Е. М. Люткевич</i>	55
Глава IV Стратиграфия	66
Архей и протерозой юго-восточной окраины Балтийского щита (район Ветреного пояса) <i>А. И. Кайряк</i> с дополнениями <i>В. А. Перевозчиковой</i>	66
Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские образования	79
Север-Русской платформы <i>А. И. Зоричева</i>	79
Тиман и полуостров Канин <i>К. А. Львов</i>	99
Урал и Пай-Хой <i>К. А. Львов</i>	116
Ордовикская и силурийская системы Урала, Пай-Хоя и Тимана <i>В. А. Варсанюфьева</i>	169
Краткий обзор истории изучения	169
Северный, Приполярный и Полярный Урал	175
Пай-Хой	240
Тиман и полуостров Канин	246
Девонская система <i>Д. В. Наливкин</i>	255
Краткий обзор истории изучения	255
Платформенные области	262
Тиман	270
Полуостров Канин	300
Печорская гряда	302
Северный Урал	310
Полярный и Приполярный Урал	317
Пай-Хой	324
Большеземельская тундра и островная зона	327
Общая стратиграфическая сводка и сопоставление разрезов	333
Каменноугольная система	345
Введение <i>А. И. Зоричева</i>	345
Север Русской платформы между Балтийским щитом и Тиманом <i>В. П. Бархагова</i>	347
Тиман <i>В. П. Бархагова</i>	389
Печорский угленосный бассейн, Печорский Урал и Пай-Хой <i>А. П. Ротай</i>	420
Пермская система	461
Введение <i>А. И. Зоричева</i>	461
Север Русской платформы и Юга-Западное Притиманье	463
Нижний отдел <i>Н. А. Пахтусова</i>	463
Верхний отдел. Уфимский ярус <i>Н. А. Пахтусова</i> . Казанский ярус и татарский ярус <i>А. И. Зоричева</i>	478
Тиман <i>В. П. Бархагова</i>	532
Печорский угленосный бассейн, Урал и Пай-Хой <i>А. П. Ротай</i>	554

Нижний отдел <i>А. П. Рогой</i>	558
Верхний отдел <i>Н. В. Шмелев</i>	593
Триасовая система	605
Введение <i>А. И. Зоричева</i>	605
Север Русской платформы <i>А. И. Зоричева</i>	607
Печорский бассейн <i>В. П. Горский</i>	625
Юрская система <i>В. И. Бодылевский</i>	631
Меловая система <i>В. И. Бодылевский</i>	666
Четвертичная система <i>С. А. Яковлев</i>	682
Глава V Магматизм и метаморфизм	721
Палеозойский вулканизм в области восточного склона Балтийского щита <i>В. М. Сергеевский</i>	721
Магматическая деятельность на Тимане и п-ове Канин <i>В. М. Сергеевский</i>	722
Магматическая деятельность на Полярном Урале, Пай-Хое и в Большеземельской тундре <i>В. М. Сергеевский</i> и <i>А. Г. Комаров</i>	735
Глава VI Тектоника	762
Русская платформа между Балтийским щитом и Тиманом <i>Е. М. Люткевич</i>	762
Урал, Пай-Хой, Тиман и Печорская низменность <i>В. А. Варсанюфьева</i>	791
Тектоническое районирование Севера и Северо-Востока Русской платформы по геофизическим данным <i>О. А. Калинина</i> и <i>Э. Э. Фотиади</i>	886
Глава VII Геоморфология	897
Введение <i>С. Я. Яковлев</i>	897
Север Русской платформы и Тиман <i>С. Я. Яковлев</i>	897
Уральская горная область, хребет Пай-Хой и Печорская низменность <i>В. А. Варсанюфьева</i>	908
Глава VIII История геологического развития	986
Введение <i>А. И. Зоричева</i>	986
Север Русской платформы <i>А. И. Зоричева</i>	987
Тиман, Печорская депрессия, Урал и Пай-Хой <i>В. А. Варсанюфьева</i>	1002
Литература	1027
Предметный указатель	1063
Указатель географических названий	1070

Том II
КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ

ГЕОЛОГИЯ СССР. АРХАНГЕЛЬСКАЯ, ВОЛОГОДСКАЯ ОБЛАСТИ И КОМИ АССР

Редакторы издательства *З. Д. Соломатина* и *И. С. Власов*

Технический редактор *О. А. Гурова*

Корректор *Л. М. Безменова*

Сдано в набор 23/XII 1962 г. Подписано к печати 13/VII 1963 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 36,0. Печ. л. 67,5+4,5 вкл. Усл. печ. л. 92,5+6,17 вкл.
Уч.-изд. л. 103,5
Т-09130 Тираж 1000 Зак. 1118

Картфабрика Госгеолтехиздата
Ленинград, В-26, 19 линия, дом 20

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
12	17 снизу	К. К. Воллосовича	К. А. Воллосовича
24	Табл. 1 № 126	Пестрово	Пестово
76	11 снизу	и установленные бурением	и песчаники установленные бурением
107	17, 18 сверху	загазино-комаровской	зигазино-комаровской
112	4, 3 снизу	Известняки в ее составе здесь присутствуют.	Известняки в ее составе здесь отсутствуют.
112	13 снизу	на р. Низовье	на р. Низьве
157	12 сверху	<i>Finkelburgia</i>	<i>Finkelburgia</i>
163	27 сверху	Большого Пайнудына	Большого Пайпудына
164	8 сверху	<i>Endaceras</i> sp.	<i>Endoceras</i> sp.
167	6 сверху	По Б. В. Чернышеву,	По Б. Б. Чернышеву,
503	8, 7 снизу	на нисогорские, белощель- ские и верхнекимженские слои,	на верхнекимженские, нисогорские и белощель- ские слои
630	6 сверху	<i>elongata</i>	<i>Esth. elongata</i>
632	табл. 17, 1 слева графа	Лишние линии	1 и 2 снизу, 4 и 5 сверху
	табл. 17, 2 слева графа	Лишние линии	3 снизу, 4, 5, 6 сверху
633	16 сверху	, нижнего мела	нижнего мела,
636	рис. 76, 2 слева-1 сверху графа	Ярус	Ярус и подъярус
643	22 снизу	<i>dentalium</i>	<i>Dentalium</i>
643	10 и 20 снизу	<i>Amoebaceras</i>	<i>Amoeboceras</i>
651	18 сверху	<i>Gonomya</i>	<i>Gonomya</i>
659	10 снизу	в основном в	в основном
766	2 снизу	Центрально-Кольской	Центрально-Карельской
803	Подпись к рис. 89	Тельное-Из	Тельпос-Из
918	11 снизу	русским	рисским
926	13 снизу	послексерометрического	послексеротермического
946	5 сверху	и связь в резкой	и связь с резкой
1067		Павьючская	Павьюгская
1074		Паронес	Паромес
1076		Тимано-Кининской кряж	Тимано-Канинский кряж



