

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XV

КРАСНОЯРСКИЙ
КРАЙ
ЧАСТЬ
I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ





МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ГЕОЛОГИЯ
СССР



*Главный редактор
П. Я. Антропов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1961

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВГЕОЛОГИЯ РСФСР
КРАСНОЯРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Рассылается по списку

Экз. № _____

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XV

КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редакторы: Ю. А. Кузнецов. И. В. Лучицкий

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1961

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
„ГЕОЛОГИИ СССР“**

АБДУЛЛАЕВ Х. М.

АЛИ-ЗАДЕ А. А.

АМИРАСЛАНОВ А. А.

АНТРОПОВ П. Я.
(главный редактор)

АСЛАНЯН А. Т.

АССОВСКИЙ А. Н.

БАКИРОВ А. А.

БАРАТОВ Р. Б.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
(зам. главного редактора)

БОГДАНОВ А. А.

ГОЛУБИН В. Н.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ДРАБКИН И. Е.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КРАСНИКОВ В. И.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

МАГАКЪЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)

МАРИНОВ Н. А.

МАРКОВ Ф. Г.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МИРЛИН Г. А.

МУРАТОВ М. В.

МЯГКОВ В. М.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИК К. К.

ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)

ПЕРВАГО В. А.

ПОПОВ В. С.

САТПАЕВ К. И.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СТРАХОВ Н. М.

ТРОФИМУК А. А.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ ТОМА XV

**Аладышкин И. С., Боголепов К. В., Зайцев Н. С., Ильин К. М.,
Кузнецов Ю. А., Лебедев И. В., Луцицкий И. В., Радченко Г. П.,
Рябокоть Н. Ф., Сакс В. Н., Ткаченко Б. В.**

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем томе дано описание геологического строения территории Красноярского края, опирающееся на труд большого авторского коллектива сотрудников НИИГА, ВСЕГЕИ и ВАГТа Министерства геологии и охраны недр СССР и организаций Академии наук СССР.

Общее редактирование тома выполнено Ю. А. Кузнецовым и И. В. Луцицким. Отдельные разделы редактировались Н. С. Зайцевым (кембрийская, ордовикская и силурийская системы), Г. П. Радченко (каменноугольная и пермская системы), Б. В. Ткаченко (триасовая система), И. В. Лебедевым (юрская и меловая системы), К. В. Боголеповым (палеогеновая и неогеновая системы), В. Н. Саксом (четвертичные отложения и геоморфология).

Вс

его разделы представлены предельно сжато.

Описание в томе ведется по геоструктурным районам. В материалах тома нашли свое отражение и следующие его особенности. Имеющиеся у исследователей Красноярского края представления о геологическом строении всех его районов нельзя считать устоявшимися. Часто даже по основным, узловым вопросам геологии края имеются различные, иногда взаимно исключаящие точки зрения. В материалах тома, естественно, отражены в первую очередь точки зрения его редакторов и авторов. Разногласия между авторами, как нам кажется, сведены к минимуму. При этом объективность изложения спорных вопросов иногда приходилось соблюдать путем введения в текст редакторских примечаний.

Стиль изложения материалов различных авторов, естественно, характеризуется известным разнообразием.

Обширность территории края в совокупности с недостаточной ее геологической изученностью вынудили авторов ограничиться в его иллюстрировании лишь графическими материалами м-ба не крупнее 1 : 2500 000.

Редакторы и авторский коллектив отчетливо сознают все недостатки тома. Однако поставленная перед ними главная задача, по-видимому, выполнена. В XV томе впервые приведено систематическое описание громадной территории Красноярского края, дающее цельное и достаточно полное представление о геологическом строении.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ**



ВВЕДЕНИЕ

Красноярский край охватывает огромную территорию, расположенную в центральной части Сибири и протягивающуюся от островов Северной Земли на севере до границ с Тувинской автономной областью на юге. Вся описываемая территория, исключая острова Ледовитого океана, ограничивается координатами $51^{\circ} 20' - 77^{\circ} 40'$ с. ш. и $76 - 114^{\circ}$ в. д. (на севере) и $88 - 97^{\circ}$ в. д. (на юге). В указанных границах общая площадь края составляет около 2 400 тыс. км², протяженностью по меридиану 2800 км; максимальная ширина на севере 1240 км, на юге 500 км. В пределах края располагается самая северная точка материка Азии — мыс Челюскин.

На западе Красноярский край граничит с Горно-Алтайской автономной областью Алтайского края, Кемеровской, Томской и Тюменской областями. Граница проходит вдоль осевой зоны меридионально вытянутого горного массива — хребты Абаканский и Кузнецкий Алатау. К северу от Сибирской железнодорожной магистрали эта граница проходит по Западно-Сибирской низменности, пересекая сначала крупные притоки р. Оби — реки Чулым и Кеть, а затем в общем совпадает с Обь-Енисейским водоразделом. На севере Красноярский край омывается водами морей Карского и Лаптевых, вдающихся в материк в виде крупных заливов Северного Ледовитого океана, разобщенных островами Северной Земли. От западного берега бухты Нордвик граница прослеживается примерно по водоразделу рек Хатанги и Анабара, а далее проходит через верховья рек Оленека и Вилюя, пересекая р. Нижнюю Тунгуску, протягивается по междуречью рек Нижней и Подкаменной Тунгусок до верховьев р. Катанги. Отсюда восточная граница края резко поворачивает на запад и, образуя петлеобразные изгибы, дважды пересекает р. Ангару выше пос. Кежма, следуя по направлению к среднему течению (Бирюсы). Далее эта граница проходит по водоразделу рек Тагул и Агул и достигает верховьев рек Кизир и Казыр.

На востоке к границам края примыкают Якутская АССР и Иркутская область, а на крайнем юге — Тувинская автономная область.

Здесь граница края на большом протяжении пролегает по Средне-Сибирскому плато и только на юге врзается в систему высоко поднятых горных гряд Восточного Саяна.

Южная граница края, отделяющая рассматриваемую территорию края от Тувинской автономной области, проходит вдоль осевой зоны хребтов Ергак-Торгак-Тайга, Куртушубинского, Кемчикского, Таскыла, Сабинского, Кантегирского и Позарым-Тайгазы, входящих в состав горного массива Западного Саяна. От хр. Позарым-Тайгазы, расположенного в верховьях р. Оны, южная граница протягивается почти до берегов Телецкого озера, огибая верховья рек Малого шого Абакана.

В Красноярский край входят Хакасская автономная область на юго-западе, Таймырский (Долгано-Ненецкий) и Эвенкийский национальные округа на севере (рис. 1). Кроме того, на этой территории расположены еще 46 районов, четыре из которых размещаются к северу от г. Енисейска.

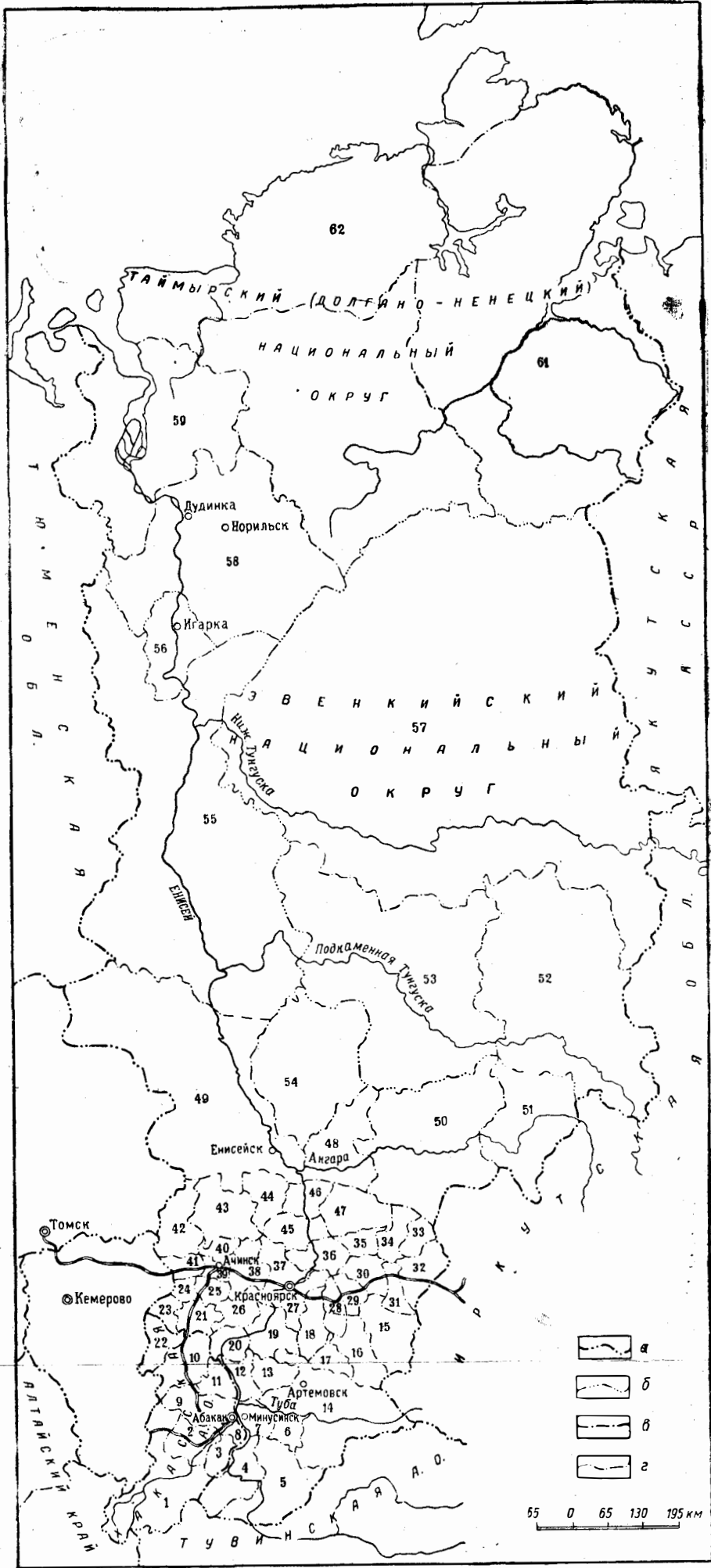


Рис. 1. Схематическая административная карта

Границы: а — края; б — национальных округов; в — автономной области; г — районов

Районы: 34 — Абанский, 39 — Ачинский, 26 — Балахтинский, 24 — Березовский, 43 — Бирлюсский, 41 — Боготольский, 50 — Богучанский, 45 — Больше-Муртинский, 40 — Больше-Улуйский, 19 — Даурский, 35 — Держинский, 33 — Долгомостовский, 37 — Емельяновский, 49 — Енисейский, 5 — Ермаковский, 13 — Идринский, 31 — Илацкий, 15 — Ирбейский, 46 — Казачинский, 30 — Канский, 6 — Каратузский, 51 — Кежемский, 38 — Казульский, 12 — Краснотуранский, 14 — Курганский, 18 — Манский, 7 — Минусинский, 25 — Назаровский, 32 — Нижне-Ингашский, 20 — Новоселовский, 17 — Партизанский, 44 — Пирогский, 29 — Рыбинский, 16 — Саянский, 54 — Северо-Енисейский, 27 — Советский, 36 — Сухобузимский, 47 — Тасеевский, 55 — Туруханский, 42 — Тухтетский, 48 — Удерецкий, 21 — Ужурский, 28 — Уярский, 23 — Шарыповский, 4 — Шушенский, 56 — Игарский горсовет

Районы Хакасской автономной области: 8 — Алтайский, 2 — Аскизский, 11 — Баградский, 3 — Бейский, 22 — Орджоникидзевский, 1 — Таштыпский, 9 — Усть-Абаканский, 10 — Ширинский

Районы Таймырского (Долгано-Ненецкого) национального округа: 60 — Авамский, 59 — Усть-Енисейский, 61 — Хатангский, 58 — Дудинский горсовет, 62 — Диксонский

Районы Эвенкийского национального округа: 53 — Бакитский, 57 — Илимпейский, 52 — Тунгусско-Чунский

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ

История геологической изученности Красноярского края рассматривается отдельно для северной и южной его частей; границу между ними можно провести условно примерно по 60° с. ш.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КРАЯ

Геологическая изученность северной части Красноярского края весьма неравномерна. Отдельные ее части — Норильский район, а также районы, в которых проводились поиски нефти (Усть-Порт, Нордвик), — изучены весьма детально. В основном же сведения о геологическом строении всей этой территории ограничиваются данными, полученными при мелкомасштабном геологическом картировании. На отдельных небольших участках проводились также детальные геологосъемочные работы.

В истории геологических исследований севера Красноярского края можно выделить три главнейших этапа: первый — дореволюционный, второй, — охватывающий период от Великой Октябрьской социалистической революции до окончания Великой Отечественной войны, и третий — послевоенный.

В первый этап геологические представления о всей этой обширной территории строились на основе материалов, собранных несколькими экспедициями Русского географического общества, и чисто проспекторских работ, организованных частными предпринимателями. Все эти работы имели маршрутный характер, и собранный материал позволял составить лишь самое схематическое представление о геологии и полезных ископаемых севера Красноярского края. Первые сведения об областях, примыкающих к Северному Ледовитому океану, были получены в результате работ участников Великой Северной экспедиции 1732—1743 гг. Х. П. Лаптева, Ф. А. Минина, Д. Л. Овчина, В. Прончищева, Д. Стерлигова, С. И. Челюскина. В 1843 г. А. Ф. Миддендорф впервые ознакомился с геологическим строением Таймырского полуострова. Известное значение в изучении приенисейской части севера Красноярского края имели работы И. А. Лопатина (1866) и Ф. Б. Шмидта (1867). Необходимо отметить результаты работавших на Сибирской платформе двух экспедиций Русского географического общества: экспедиции А. Л. Чекановского 1873—1875 гг., посетившего реки Нижнюю Тунгуску и Оленек, и экспедиции И. П. Толмачева и О. О. Баклунда 1905—1906 гг., изучавших реки Котуй и Анабар. Из других исследователей этого периода следует назвать А. Э. Норденшельда (1879), Э. В. Толя (1901). Кроме того, М. К. Сидоровым (1853—1863 гг.), Сотниковым (1866 г.) и В. В. Асташевым (1896 г.) были организованы широкие проспекторские работы в этом районе.

Второй этап в изучении севера Красноярского края характеризуется преимущественно маршрутными исследованиями, которые отличались от предшествующих большей детализацией. Помимо основных речных артерий, таких, как Енисей, Нижняя Тунгуска, Хатанга, Анабар, были обследованы и некоторые их крупные притоки. В связи с выявлением месторождений полезных ископаемых в отдельных районах были начаты более детальные работы.

В 1918 г. С. В. Обручев опубликовал работу, в которой обобщил материалы по угленосности севера Сибирской платформы и показал, что в ее пределах располагается крупнейший Тунгусский каменноугольный бассейн. Позднее С. В. Обручев возглавил ряд экспедиций по изучению этой области. Итоги этих работ были им опубликованы в 1932 г. В 1921 г. Геологический комитет организует экспедицию в низовья Енисея, возглавляемую Н. Н. Урванцевым. Помимо собранных этой экспедицией ценных геологических материалов, крупным ее успехом явилось открытие никелево-платинового оруденения, в связи с чем здесь в конце 20-х и начале 30-х годов развернулись широкие работы, проводившиеся сначала Геологическим комитетом, а затем специально созданной организацией — Норильским комбинатом. Работы в этом районе велись большим коллективом геологов (Н. Н. Урванцев, Б. Н. Рожков, Г. Г. Моор, Н. П. Аникеев, А. Е. Воронцов и др.).

Широкий размах приобретают геологические исследования и в других районах. В 1928 г. Н. Н. Урванцев совершил маршрут по р. Хантайке. Для познания геологии Таймырского полуострова большое значение имеют его маршрутные исследования, проведенные в 1929 г. В 1931 г. группа геологов (Б. Н. Рожков, Н. П. Аникеев, Г. Г. Моор, М. Ф. Зяблов) Восточно-Сибирского геолого-гидро-геодезического треста вела работы на р. Нижней Тунгуске. В последующие годы (1933—1937) здесь работали экспедиции Западно-Сибирского геологического управления (Л. М. Шорохов, Н. Г. Верхованцев, В. А. Мельников, В. О. Попов) и Всесоюзного арктического института (В. П. Тебеньков, Н. А. Шведов, А. Ф. Михайлов, О. Л. Эйнон, Н. П. Парханов, И. В. Мойсеев, Д. С. Гантман, Б. В. Ткаченко, Е. Н. Фрейберг, С. С. Флейшман).

В 1932—1934 гг. экспедиция Восточно-Сибирского геолого-гидро-геодезического треста (геологи Б. Н. Рожков, Г. Г. Моор, Б. В. Ткаченко) впервые после О. О. Баклунда (1906) изучала геологическое строение Анабарского кристаллического массива и прилегающей к нему области.

В 1938—1939 гг. одна из экспедиций Всесоюзного Арктического института (А. В. Кординов и П. Н. Кабанов) проводила работы в верховьях р. Хеты. Этой экспедицией было впервые на Сибирской платформе установлено распространение комплекса своеобразных щелочных пород — лимбургитов и мельтейгитов. Результаты этих исследований послужили основанием для сдел

лвым прогноза о перспективности этой области в отношении азмазности. В эти же годы Горногеологическим управлением ГУСМП проводились геологические работы на р. Котуе (А. А. Волосатов, Г. Д. Адлер, В. А. Кузнецов).

С 1939 г. начинаются геологопоисковые и разведочные работы на нефть в Усть-Енисейском и Нордвикском районах, в которых принимали участие геологи Н. А. Гедройц, Д. К. Александров, Г. Е. Рябухин,

М. К. Калинин, Т. М. Емельянцева, А. П. Марамзин, Г. Л. Вазбуцкий, И. П. Лугинец, Р. М. Деменицкая, И. М. Земсков, С. М. Крюков, С. И. Иванов. В том же году Ф. Г. Марков осуществляет геологический маршрут вдоль р. Енисей.

На Таймырском полуострове в 1935—1939 гг. работы велись в бассейне р. Пясины (А. И. Гусев, Н. П. Аникеев, Н. Н. Мутафи) и на северо-западном побережье полуострова (П. В. Виттенбург). В 1940 г. были начаты большие геологические работы по изучению угольных месторождений западного Таймыра, в которых приняли участие геологи Н. А. Меньшиков, Т. П. Кочетков, Е. М. Люткевич, И. М. Мигай, Н. А. Шведов, В. П. Тебеньков и Н. П. Парханов. Большое значение имели геологические работы, проведенные в 1930—1931 гг. Н. Н. Урванцевым на Северной Земле и северо-восточном Таймыре.

В годы Великой Отечественной войны геологические работы на севере Красноярского края несколько сократились. В большом объеме работы велись лишь в Норильском, Усть-Енисейском и Нордвикском районах. Весьма ценные геологические материалы были получены Ф. Г. Марковым, осуществившим в 1941—1942 гг. маршрут по рекам Котую и Нижней Таймыре.

Третий — послевоенный этап в истории геологического изучения Красноярского края характеризуется сменой маршрутных исследований, планомерной геологической съемкой, с проведением более детальных работ на перспективных участках. Широкий размах приобретают поисковые работы. Впервые на севере края проводится региональная геофизическая съемка.

Геологические работы на севере Красноярского края в этот период осуществлялись организациями Главсевморпути — Научно-исследовательским институтом геологии Арктики (НИИГА), трестом «Арктикразведка» и нефтеразведочными экспедициями Горногеологического управления Главсевморпути. В низовьях Енисея большие работы проводились геологами Норильского комбината. К северу от Нижней Тунгуски геологическая съемка осуществлялась силами треста «Аэрогеология» Министерства геологии СССР. Так, в течение 1946—1950 гг. мелкомасштабной геологической съемкой была охвачена вся территория Анабарского кристаллического щита, а позднее в 1950—1954 гг. эти работы распространились на прилегающее к нему с запада и юга поле развития пород нижнего палеозоя. В этих работах принимали участие геологи НИИГА: М. Ф. Беляков, Н. Е. Борщева, Г. Л. Вазбуцкий, А. Л. Гроздилов, В. В. Ермолаев, Г. А. Ермолаев, К. С. Забурдин, М. Н. Злобин, В. И. Иванов, М. Т. Кирюшина, Л. В. Климов, А. А. Межвилк, Н. А. Меньшиков, А. Н. Наумов, Е. И. Подкопаев, Я. И. Полькин, М. И. Рабкин, В. Е. Робачевский, В. Е. Савицкий, Л. Н. Смирнов, С. А. Стрелков, И. В. Сумин, Б. В. Ткаченко, Е. Н. Фрейберг. К северу от Анабарского щита среднemasштабную геологическую съемку вели геологи Нордвикской экспедиции С. С. Степашин, И. Е. Ширяев, М. С. Шлейфер. С 1952 по 1955 г. НИИГА проводит региональную геологическую съемку в северной части гор Путорана (геологи К. И. Акимова, С. В. Воскресенский, Г. И. Гор, Ю. Г. Гор, В. В. Ермолов, В. А. Марковский, А. А. Межвилк, В. А. Преображенский). К югу от Нижней Тунгуски геологосъемочные работы проводятся геологами треста «Аэрогеология» (И. Ф. Белостоцкий, А. А. Борученкина, В. Г. Жуков, Б. С. Неволин, В. Б. Тарасов, Э. Л. Фельцева, И. М. Фердман).

В этот же период геологи Норильского комбината Д. Ф. Браженко, М. Н. Годлевский, И. А. Коровяков, Г. Д. Маслов, М. В. Митнеев, Г. Г. Моор, П. И. Савенко, Н. Н. Урванцев, В. А. Хахлов, Г. М. Шешукова ведут геологические исследования
 зовьях р. Котуя — геологи Г. Г. Моор, Ф. А. Старшинов, П. С. Фомин, Ю. М. Шейнманн. Позднее в низовьях р. Котуя работы проводятся геологами треста «Арктикразведка» А. А. Волосатовым, Я. И. Полькиным, Е. М. Эпштейн, Т. В. Юшиной; от НИИГА здесь работают Е. Л. Бутакова, Т. Л. Гольтбурдт.

В 1947 г. на Таймырском полуострове были начаты продолжающиеся и в настоящее время широкие геологические исследования, связанные с детальным картированием всей его территории. На восточном Таймыре — к востоку от р. Нижней Таймыры работали геологи НИИГА А. Б. Алексеева, И. С. Ашмарина, В. А. Вакар, Г. П. Вергунов, В. А. Виноградов, П. С. Воронов, Ф. К. Гуков, В. Д. Дибнер, Б. Х. Егиазаров, Г. А. Закржевский, М. Н. Злобин, О. А. Иванов, Ф. И. Иванов, А. И. Иванов, С. А. Логачев, А. П. Мансуровский, Ф. Г. Марков, И. М. Мигай, Л. Д. Мирошников, М. Л. Молдавский, А. С. Потеня, А. П. Пуминов, М. Г. Равич, В. Я. Сычев, Е. Н. Фрейберг, Л. А. Чайка, В. А. Черепанов, А. В. Щербаков.

Геология западной части Таймырского полуострова была освещена работами геологов треста «Арктикразведка». Здесь работали Г. И. Барабашина, Е. А. Величко, Н. Э. Губарева, А. М. Даминова, В. А. Золотухин, А. Б. Каждан, Н. С. Кирпичникова, О. А. Новиков, А. С. Пошехонов, О. П. Пыпина, Л. С. Пузанов, Т. В. Раевская, И. М. Русаков, В. С. Рябов, А. И. Судеркин, С. М. Тильман, В. С. Тильман, В. И. Тычинский. Из геологов НИИГА в 1954—1956 гг. на западном Таймыре работали А. И. Иванов, В. Г. Малов, Ю. Е. Погребницкий, Л. А. Чайка, В. А. Черепанов.

В течение 1948—1951 гг. мелкомасштабными геологическими съемками был охвачен архипелаг Северная Земля. Здесь работали геологи НИИГА С. В. Воскресенский, Б. Х. Егиазаров, Н. Г. Загорская. В этот же период на севере Красноярского края в широком объеме проводились региональные геофизические работы, а в перспективных по нефтеносности районах и более детальные, в которых принимали участие геофизики Ю. С. Глебовский, Ф. М. Деменицкая, С. И. Иванов, С. М. Крюков, Д. В. Левин, Ю. А. Рисс и др.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КРАЯ

Южная часть Красноярского края изучена значительно лучше, чем северная, но так же, как и последняя, неравномерно. Наиболее полными сведениями можно сейчас располагать по геологии южной группы горных сооружений (Кузнецкий Алатау, Западный и Восточный Саян) и разделяющих их Минусинских межгорных котловин, а также по геологии Енисейского кряжа. В этих районах уже в течение многих лет проводятся крупномасштабные геологосъемочные и поисковые работы не только в наиболее доступной части межгорных котловин, но также на обширных площадях в пределах горных сооружений. Меньше исследованными являются площади, расположенные в области Средне-Сибирского плато к востоку от Енисейского кряжа, а также Западно-Сибирская низменность. История геологических исследований южной

части Красноярского края начинается с XVIII века и является весьма длительной и сложной. Первый этап исследования, охватывающий почти 200 лет, в течение долгого времени был связан главным образом с работой различных, преимущественно географических экспедиций, и лишь отчасти с поисками месторождений полезных ископаемых. Участники многочисленных экспедиций доставляли отрывочные сведения о геологии отдельных районов и размещении в их пределах минералов, руд и палеонтологических остатков. Такие сведения можно найти в работах Д. Г. Мессершмидта, И. Г. Гмелина, П. Б. Ф. Германа, И. Г. Георги и ряда других исследователей. В середине XIX века появляется первая обобщающая работа П. А. Чихачева по геологии юга Красноярского края. В 1847 г. большую сводку по геологии Восточного Саяна и Енисейского края составил Э. К. Гофман. В 1864 г. П. А. Кропоткин разработал орографическую схему Красноярского и Минусинского округов. В 1866 г. И. Д. Черский выделил на юге края наиболее древние структурные элементы — Кузнецкий Алатау и Восточный Саян. В течение XIX века различные исследования проводили И. А. Лопатин и Н. М. Мартьянов (создавший в 1883 г. первый краеведческий музей в г. Минусинске), а также В. К. Златковский, М. Козицкий, Д. А. Клеменц, И. Полетика, О. А. Штукенберг, А. Л. Чекановский, Л. А. Ячевский и многие другие. В конце XIX века Э. Рогон, Ф. Б. Шмидт, О. А. Штукенберг впервые изучили фауну из отдельных районов распространения отложений кембрия, девона и карбона, а И. Шмальгаузен описал нижнекаменноугольную флору.

Существенно изменился характер геологических работ на рубеже XIX и XX веков. В связи с постройкой Сибирской ж. д. в 1890 г. на юге края были начаты геологические исследования, тесно связанные с поисками месторождений полезных ископаемых, главным образом каменного угля и железа. Эти исследования проводили К. И. Богданович и П. К. Яворовский, которые составили первые геологические карты обширных территорий в м-бе 10 верст в дюйме. В 1897 г. Горный департамент предпринял работы по геологическому изучению золотоносных районов Сибири. Эти работы, возглавлявшиеся Геологическим комитетом, сопровождался геологическим картированием в м-бе 2 версты в дюйме на специально подготовленных топографических планшетах. В работах по изучению Енисейского края приняли участие Л. А. Ячевский, Н. Л. Ижицкий и А. К. Мейстер; по изучению южных районов края — А. И. Педашенко, Г. А. Стальнов и Я. С. Эдельштейн. В 1914 г. И. П. Толмачев, Н. Н. Тихонович и В. Н. Мамонтов составили сводную геологическую карту м-ба 10 верст в дюйме по Кузнецкому Алатау. В эти же годы были опубликованы работы Я. С. Эдельштейна, руководившего геологическими исследованиями на юге края, а также работы А. И. Педашенко, И. П. Рачковского, Г. А. Лола, М. А. Усова, А. Н. Чуракова.

После Великой Октябрьской социалистической революции геологические работы в южной части Красноярского края приняли широкий, организованный и целенаправленный характер. Геологические исследования были развернуты не только центральными, но и местными организациями. Организацией геологических исследований в Западной Сибири, включая Красноярский край, а также подготовкой геологических кадров в течение многих лет

в геологическом исследовании края приняли участие И. К. Баженов, А. Я. Булытников, А. Г. Вологдин, И. Г. Николаев, Д. В. Соколов и др.

В течение первой пятилетки мелкомасштабной геологической съемкой были охвачены обширные территории в Кузнецком Алатау, в Восточном и Западном Саянах, а также в системе межгорных Минусинских котловин. Значительные работы были проведены по изучению месторождений угля, железа, марганца, меди и других полезных ископаемых. Работы выполнялись И. К. Баженовым, И. А. Батовым, А. Я. Булытниковым, А. А. Васильевым, А. Г. Вологдиным, И. В. Дербиковым, В. С. Домаревым, Г. А. Ивановым, М. К. Коровиным, Ю. А. Кузнецовым, И. А. Молчановым, И. Г. Николаевым, С. В. Обручевым, А. В. Русановым, В. С. Соболевым, В. Ф. Федоровым, К. С. Филатовым, А. Н. Чураковым, Я. С. Эдельштейном и многими другими.

В этот же период были начаты систематические стратиграфические исследования (Я. С. Эдельштейн), палеонтологические исследования археоциатовой фауны (А. Г. Вологдин) и петрографические исследования (Ю. А. Кузнецов). К тому же времени относится начало систематического изучения угленосных отложений. Работы, проведенные под руководством М. К. Коровина, позволили выявить практическое значение Канского и Чулымо-Енисейского угленосных бассейнов. В этих работах принимали участие А. В. Аксарин, И. И. Амосов, А. С. Хоментовский и др. В годы первой пятилетки широкое развитие получили работы по изучению недр Хакасско-Минусинской котловины и обрамляющих горных районов.

В годы второй пятилетки значительно расширились площади, охваченные геологосъемочными работами, и увеличилось количество объектов, вовлеченных в поиски и разведку. На юге края было обнаружено вольфрамо-молибденовое оруденение (Л. Д. Староверов, Ю. А. Спейт), подчеркнута значимость возможной нефтеносности девонских отложений Минусинских впадин (Р. С. Ильин) и выявлена соленосность Канско-Тасеевского района (А. С. Хоментовский). В 1932—1934 гг. по инициативе В. А. Обручева были подведены первые итоги геологическим исследованиям, проведенным на юге края. И. К. Баженов, И. А. Молчанов, А. Н. Чураков и Я. С. Эдельштейн представили очерки геологического строения Западного и Восточного Саянов, Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины. К 1934 г. относится начало систематического изучения ископаемых водорослей (П. С. Краснопева) и трилобитов (О. К. Полетаева). Геологические исследования развернулись в новых районах Западного Саяна (А. Г. Сивов) и в южной части Западно-Сибирской низменности (Л. А. Рагозин).

В 1937 г. общий итог геологическим исследованиям подвели А. Г. Вологдин и Я. С. Эдельштейн, подготовившие материалы к XVII Международному геологическому конгрессу в Москве. В число этих материалов вошла сводная геологическая карта края.

В годы третьей пятилетки геологосъемочные работы на Енисейском крае впервые проводились Ю. А. Кузнецовым. На юге края геофизические ис

В 40-х годах стали более отчетливо вырисовываться перспективы нефтеносности Минусинских впадин и западной окраины Сибирской платформы (А. Г. Вологдин, Р. С. Ильин и др.). Были проведены большие работы по изучению перспектив нефтеносности Канско-Тасеевского района (И. Н. Стрижов, А. А. Предтеченский, А. С. Хоментовский и др.). На основании работ Енисейской комплексной экспедиции АН СССР перспективную оценку месторождений щелочных пород как сырья для алюминиевой промышленности в районах горы Горячей и Андрушки-

ной Речки дали И. К. Баженов и А. П. Бунтин. Детально изучены и описаны Кондаковское (А. А. Якжин) и Канское (М. Н. Альтгаузен) месторождения мусковита, впервые изучению подверглись флюоритовые месторождения края (М. А. Лапковский, И. А. Молчанов). Были проведены также геологические исследования в юго-западной части ской платформы и на северных склонах Восточного Саяна (А. А. Предтеченский, К. В. Радугин, А. С. Хоментовский).

В течение третьей пятилетки продолжали свои многолетние исследования И. К. Баженов, А. Я. Булытников, А. Г. Вологдин, И. В. Дербиков, М. К. Коровин, И. П. Краснопеева, Ю. А. Кузнецов, И. А. Молчанов, К. В. Радугин, А. В. Русанов, А. Г. Сивов, Л. Д. Староверов, А. С. Хоментовский, А. Н. Чураков и Я. С. Эдельштейн. Исследования проводили также А. Р. Ананьев, М. А. Заблоцкая, И. В. Лебедев, М. С. Логачев, М. П. Нагорский, А. А. Предтеченский и др.

К началу Великой Отечественной войны геологические исследования выявили общие благоприятные перспективы минерально-сырьевой базы юга Красноярского края, но состояние разведанности месторождений оставалось недостаточно удовлетворительным.

Красноярское геологическое управление во время войны и в первые послевоенные годы провело значительные геологосъемочные, поисковые и разведочные работы, существенно расширившие перспективы развития минерально-сырьевой базы. Был открыт новый Ангаро-Питский железорудный бассейн на Енисейском кряже (В. И. Медведков). Разведке подверглись также Кондаковское месторождение слюды (А. С. Аладышкин, А. С. Кобышев), Раздолинское сурьмяное месторождение (А. С. Аладышкин), железорудные месторождения (В. В. Богацкий) и ряд других месторождений. Значительные площади были охвачены геологосъемочными работами в Восточном Саяне (Ф. Я. Пан, В. М. Чаиркин и др.). Детальное изучение стратиграфии девонских отложений провели сотрудники ВСЕГЕИ В. С. Мелещенко, Н. А. Беляков, М. А. Ржонсницкая и др. Стратиграфию докембрия Енисейского кряжа в течение ряда лет изучал Г. И. Кириченко. Исследования стратиграфии и тектоники древних толщ юга Красноярского края проводились сотрудниками Геологического института АН СССР (Н. С. Зайцев, Н. В. Покровская и др.).

В 1949—1953 гг. Красноярское геологическое управление подготовило ряд месторождений южной части Красноярского края для передачи их в промышленность: Ангаро-Питский железорудный бассейн (В. Г. Лебедев, Ю. Г. Старицкий и Н. И. Иванченко), Уленьское и Киялых-Узеньское месторождения меди (В. И. Лебедев), Горячегорское месторождение нефелиновых руд (И. В. Лучицкий, Э. Ф. Гербек и Е. Н. Поздеева), Тальское месторождение магнезитов в Енисейском кряже (Б. С. Най и др.).

С 1949 по 1953 г. были проведены также разнообразные геофизические работы (М. А. Заблоцкая, М. Н. Афанасьев), большие тематические исследования, связанные с составлением сводных карт по геологии и полезным ископаемым южной части Красноярского края (Ю. Д. Скобелев, И. В. Лучицкий, с изучением стратиграфии и тектоники девонских отложений (А. И. Анатольева, И. В. Лучицкий и др.). Геологопоисковые и разведочные работы провел большой коллектив геологов — Б. Н. Горбунов, М. Н. Добровольский, Б. П. Зубкус, В. А. Евстрахин, А. В. Лесгафт, В. Г. Лебедев, А. В. Лебедев, В. И. Медведков, А. К. Рублев, А. Д. Смирнов, С. А. Салун, Ф. Я. Пан, В. М. Чаиркин,

А. Д. Шелковников, Е. А. Шнейдер, В. М. Ярошевич и др. В те же годы на юге края были развернуты работы по поискам газа и нефти в межгорных котловинах (А. Н. Волков, Н. С. Цибизов, Н. Г. Чочиа и др.).

Сотрудниками Геологического института Западно-Сибирского филиала АН СССР был представлен обобщающий материал по многолетним исследованиям железорудных месторождений (Н. Х. Белоус, В. М. Кляровский, Г. Л. Поспелов и др.), по тектонике юга края (В. А. Кузнецов) и по гипербазитам Западного Саяна (Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов и др.). Геологический институт АН СССР продолжал изучение стратиграфии и тектоники древних толщ юга края, а также тектоники Сибирской платформы (Н. С. Зайцев, П. Е. Оффман, Н. В. Покровская, Л. Н. Репина и др.). Всесоюзный аэрогеологический трест в эти же годы провел большие работы по геологическому картированию м-ба 1 : 1 000 000 в пределах Сибирской платформы (Г. Ф. Лунгергаузен и др.), а также по составлению геологической карты 1 : 200 000 в северной части Енисейского края (Э. А. Фалькова, О. П. Горяинова, Н. М. Смирнова и др.) и на юге края (Б. Н. Красильников, Г. А. Кудрявцев, А. А. Моссаковский, Л. П. Зоненшайн и др.).

С 1954 г. на юге края Красноярское геологическое управление начало в широком плане проводить работы по составлению государственных геологических и обзорных карт. Эти работы осуществляются и сейчас большим коллективом геологов управления, сотрудниками ВАГТа и сотрудниками ВСЕГЕИ.

Одновременно Красноярское геологическое управление проводит разведку месторождений железа, титановых руд и других полезных ископаемых, а также поиски новых месторождений. Во всем этом комплексе работ принимают участие А. С. Аладышкин, М. Н. Благовещенская, В. В. Богацкий, К. В. Боголепов, Л. П. Зоненшайн, Б. П. Зубкус, Г. И. Кириченко, А. В. Лебедев, А. В. Лесгафт, А. А. Моссаковский, П. Т. Сазонов, Г. Г. Семенов, А. Д. Шелковников, Е. А. Шнейдер и многие другие.

С 1954—1958 гг. Красноярская комплексная экспедиция осуществляла работы по изучению минерально-сырьевых ресурсов края.

В 1958 г. результаты многолетних исследований вулканизма и тектоники Минусинского прогиба представил И. В. Лучицкий.

В итоге работ, проведенных после Великой Октябрьской социалистической революции, южная часть Красноярского края была всесторонне изучена в геологическом отношении. Выявленные минерально-сырьевые ресурсы края выдвинули его в ряд важнейших экономических районов страны. Разведанные железорудные месторождения Ангаро-Питского и Анзасского бассейнов, а также неисчерпаемые резервы угля на юге края создают благоприятные перспективы для быстрейшего вовлечения в промышленность богатейших недр его.

Результаты исследований, проведенных в последние годы, показывают, что недра Красноярского края содержат богатейшие ресурсы для дальнейшего развития цветной металлургии.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшие физико-географические особенности Красноярского края определяются его огромным протяжением с севера на юг и размещением на его территории ряда крупных горных сооружений. В то время как на крайнем севере значительные площади располагаются за Полярным кругом, вся южная часть края сосредоточена в поясе умеренных широт. Обширные низменные пространства, не превышающие 100—150 м над уровнем моря, сочетаются в пределах края с горными массивами, достигающими 2000—3000 м. Отражением этих контрастов является широтная и вертикальная зональность, которая наблюдается в смене ландшафтов. Такая зональность особенно прослеживается в распределении растительных сообществ и почв; но ей также подчинены климатические особенности различных участков рассматриваемой территории. Положение края в центральной части Сибири обуславливает общую характерную для него черту — резкую континентальность климата.

РЕЛЬЕФ

Огромная территория Красноярского края имеет чрезвычайно сложное орографическое строение (рис. 2). На окраине ее возвышаются горные сооружения Восточного и Западного Саянов, Кузнецкого Алатау (его восточный склон), разделяемые системой Минусинских котловин. В центральной части края расположено огромное Средне-Сибирское плоскогорье. На юго-западной окраине его выделяются средневысотные горы Енисейского кряжа, а с юга плоскогорье отделяется от Восточного Саяна Рыбинской котловиной. Западная часть края расположена в пределах Западно-Сибирской низменности, которая входит в Красноярский край лишь своей восточной окраиной. Граница между Западно-Сибирской низменностью и Средне-Сибирским плоскогорьем проходит примерно от г. Красноярска по долине р. Енисея до его устья. На широте г. Дудинка — Усть-Порт Западно-Сибирская низменность к востоку незаметно переходит в Северо-Сибирскую низменность, которая разделяет Средне-Сибирское плоскогорье и Таймырский полуостров. На северо-западе Средне-Сибирского плоскогорья возвышается горный массив Путорана, на севере Таймырского полуострова — горы Бырранга.

Горный массив Бырранга простирается в северо-восточном направлении. Наибольшие высоты его (до 1146 м) расположены в центральной и северо-восточной частях, где многочисленные кары и тропи придают горам черты альпийского рельефа. Здесь известны и современные ледники общей площадью около 50 км². К юго-востоку средневысотные горы переходят в изолированные гряды, отделенные

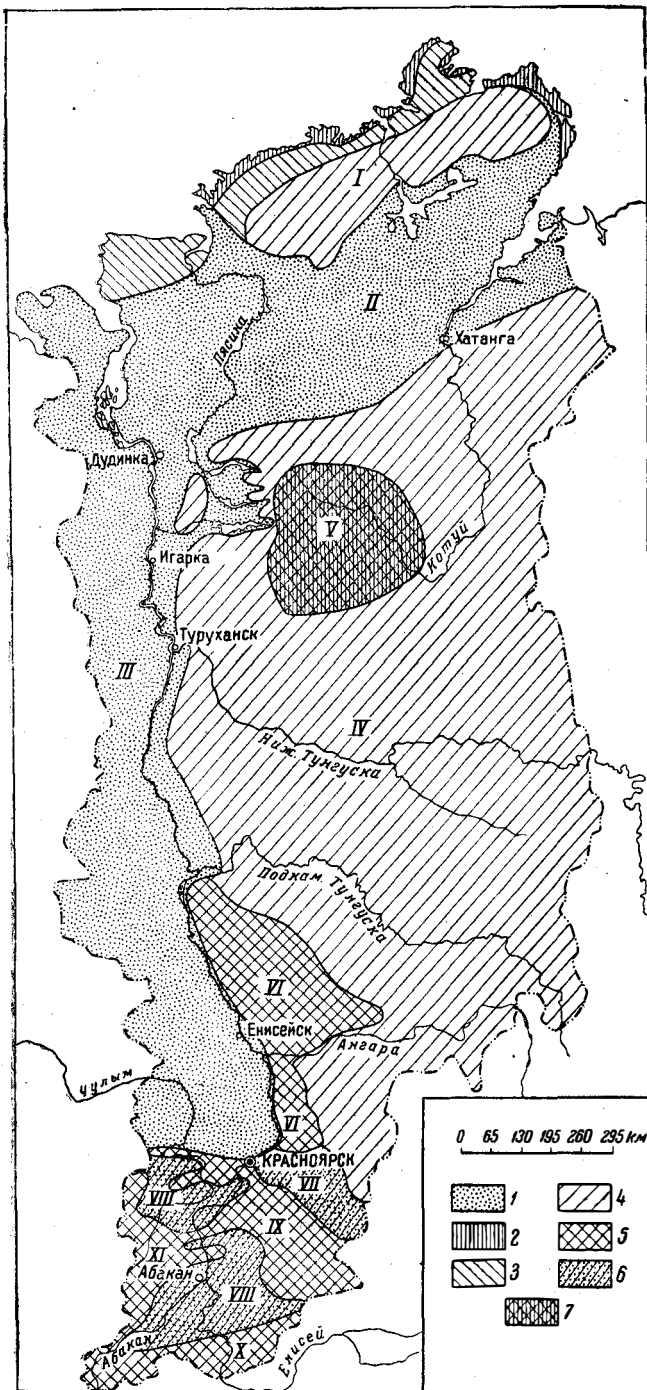


Рис. 2. Схема рельефа Красноярского края

1 — низменности; 2 — террасированное морское побережье; 3 — низкорослые области; 4 — среднегорные плато; 5 — горные массивы; 6 — межгорные и предгорные котловины; 7 — приподнятые участки среднегорного плато

I — горы Вырранга, II — Северо-Сибирская низменность, III — Западно-Сибирская низменность, IV — Средне-Сибирское плоскогорье, V — горы Путорана, VI — Енисейский край, VII — Рыбинская котловина, VIII — Минусинские котловины, IX — Восточный Саян, X — Западный Саян, XI — Кузнецкий Алатау

друг от друга широкими древними долинами, врезанными на 300—400 м. К северу горы переходят в прибрежную равнину с типичными морскими террасами высотой до 200 м и скалистыми грядами высотой 50—100 м — отрогами гор Бырранга. Высоты низменных участков прибрежной равнины не превышают 25—30 м.

К западу высота массива снижается, и в рельефе здесь выражены лишь отдельные невысокие возвышенности с мягкими очертаниями. Хребты центральной части асимметричны, с пологими северными и крутыми южными склонами. Разделяющие их глубокие современные долины часто врезаны в трюги на глубину 500—700 м и заняты частично озерами. Длина горного массива Бырранга более 800 км, ширина местами свыше 150 км.

Северо-Сибирская низменность представляет широкую пологохолмистую равнину, расположенную между Средне-Сибирским плоскогорьем на юге и горами Бырранга на севере. Границы с плоскогорьем и горным массивом резко выражены в рельефе в виде крутых уступов высотой 200—600 м на юге и 100—150 м на севере. Общая длина низменности свыше 1100 км, ширина до 375 км. Абсолютные отметки 50—70 м, средние относительные превышения 5—12 м. К западу и востоку замечен слабый наклон поверхности низменности. Рельеф холмисто-увалистый, с широтными и северо-восточными грядами морен высотой 150—250 м и относительными превышениями 30—40 м.

Значительную площадь занимают камовые холмы. Характерной чертой поверхности является огромное количество небольших озерных впадин между моренными и камовыми холмами.

На востоке и западе низменности можно наблюдать пологосклонные возвышенности над соляными куполами. Неоднократная трансгрессия моря оставила свои следы в виде широтных плоских валов (5—15 м относительной высоты), представляющих остатки эродированных прибрежных валов. На западе Северо-Сибирская низменность сливается с Западно-Сибирской, а на востоке она продолжается далеко за пределы Красноярского края.

Средне-Сибирское плоскогорье в пределах края занимает свыше 1200 тыс. км². Средняя высота его 500—700 м. На севере оно крутым уступом, высотой 200—600 м, обрывается к Северо-Сибирской низменности. Рельеф поверхности плоскогорья носит скульптурный характер, отражая состав пород. Здесь развиты останцовые горы с плоскими вершинами, «бронированными» траппами.

В поверхности рельефа выделяются три уровня, обладающие характерными чертами.

Верхняя поверхность со средней высотой 700—900 м представляет сложно расчлененное гольцовое плоскогорье. Относительные превышения достигают 300—500 м,

вереве имеют троговый характер. Выделяются сравнительно высокие гряды, цепи высоких холмов, отдельные конусообразные гольцы и крупные плосковерхие останцовые горы. Склоны гряд и гольцов часто имеют ступенчатое строение; на севере они изрезаны карами и кароподобными расширениями в верховьях рек и ключей. Наряду с сильно расчлененными участками встречаются и обширные площади пологоволнистого плоскогорья с относительными превышениями 100—120 м в областях распространения широких долин рек. Такой характер поверхности распространен в северной, северо-западной и отчасти восточной частях Средне-Сибирского плоскогорья.

Средняя поверхность высотой 500—700 м представляет в основном пологоволнистое слабо расчлененное плоскогорье, относительные высоты которого не превышают 50—80 м. Характерны гряды и цепи плосковерхих холмов, покрытых каменными глыбами, местами заболоченных. Монотонную картину плоской нагорной равнины оживляют участки останцовых, бронированных траппами гор, часто причудливой столбообразной формы. Высота этих останцовых гор достигает 600—900 м. Описанный тип рельефа развит в центральной (Тунгусская синеклиза), северо-восточной и юго-западной частях плоскогорья.

Нижняя поверхность со средней высотой 300—500 м развита на юго-востоке плоскогорья и на участках, приуроченных к долинам крупных рек. Поверхность сильно расчленена, относительные превышения достигают 150—300 м. Характерно сочетание увалисто-платообразных возвышенностей, плосковерхих и конусообразных холмов со ступенчатыми склонами широкими, хорошо разработанными долинами больших рек и с узкими V-образными долинами притоков.

Наконец, выделяется сильно расчлененное Анабарское плато с поднятым южным краем, где высоты достигают 1000 м (массив Иогангтон) и плоскими увалами водораздельных пространств в центральной части (высота 600—800 м). Поверхность плато снижается к северу. К югу Анабарское плато крутым уступом обрывается в Цимойскую впадину, представляющую в пределах Красноярского края невысокое, слабо расчлененное плато с высотами 130—200 м в долинах рек и 300—400 м на водоразделах.

Горный массив Путорана расположен в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. Максимальная высота (гора Камень 2037 м) находится на водоразделе рек Котуя и Хеты. Средняя высота гор 800—1000 м, а на северо-западе 1400—1600 м. Таким образом, массив Путорана можно отнести к среднегорью, однако очень сильная расчлененность, глубокий врез (700—1000 м) и резкие скальные очертания вершин с многочисленными цирками и карами придают горам черты альпийского ландшафта. Очень густая речная сеть обусловила расчленение массива на обособленные горные группы. Строение долин, как правило, сложное. Узкие троговые долины врезаны на 700—800 м и часто представляют собой озера. Множество таких вытянутых озер, иногда достигающих больших размеров (длиной в десятки километров), в сочетании со скалистыми горами придают своеобразие ландшафту массива. Современные долины обычно тоже узкие, V-образные, местами врезаны в дно трогов на глубину 200—300 м. Встречаются и широкие ледниковые долины на высоких уровнях, которые немного сглаживают резкость рельефа. Периферические части массива имеют меньшую высоту и расчленены реками на ветвящиеся, беспорядочно расположенные гряды. Дно долин и подножия гор покрыты моренными холмами и валами.

Енисейский кряж — это типичное, глубоко расчлененное низкогорье с участками среднегорья. Высшая точка кряжа — гора Енашиминский Полкан имеет высоту 1122 м. Тасеевская котловина, вытянутая в широтном направлении, делит Енисейский кряж на две части.

Южная, меньшая его часть представляют собой низкогорье, вытянутое полосой шириной 40—50 км в северо-западном направлении от р. Кана до рч. Мурмы. Здесь нет выраженных в рельефе хребтов. Отдельные вершины или их группы разделены сравнительно широкими разветвленными долинами. Высоты не превышают 550—650 м (высшие

точки — гора в верховье рч. Сокаревки — 688 м и гора Самсонов Камень — 653 м). Общий уровень поверхности снижается с юга на север. Превышения водоразделов над днищами долин достигают 300—350 м, что создает впечатление настоящих гор. Некоторые вершины скалистые, но большинство имеет мягкие очертания.

Северная, большая часть Енисейского кряжа также вытянута в северо-западном направлении и имеет протяженность 300—350 км при наибольшей ширине более 100 км. В заангарской части кряжа местами выделяются небольшие хребты (Сухой, Сатарский, Вэйвандэ,

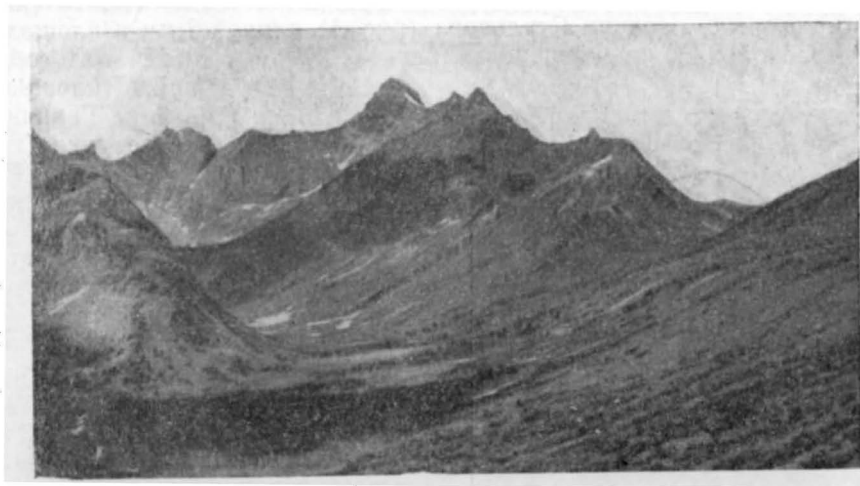


Рис. 3. Пик Грандиозный (фото М. М. Казанцева)

Полканский, Сухопитский и др.). Вершины свыше 1000 м насчитываются единицами (гора Лысая 1052 м, гора Мевакан 1002 м и др.). Расположены они в центральной, осевой части кряжа. Большинство гор имеют отметки 700—900 м. Однако значительный врез долин (400—600 и даже 750 м), а также большая залесенность определяют горно-таежный характер ландшафта. К востоку и западу высота гор снижается до 500—600 м, и рельеф становится низкогорным.

Горный массив Восточного Саяна расположен в юго-восточной части края и протягивается широкой полосой в северо-западном направлении от истоков р. Кизир до г. Красноярска. Для массива характерно сочетание обширных плоскогорий со среднегорьем и альпийским высокогорьем, при общем снижении высот с юга на север и с востока на запад. В истоках р. Казыр Восточный Саян соединяется с Западным. На западе и юго-западе он граничит с Минусинской котловиной; граница не резкая, с постепенными переходами от низких гор к среднегорью и высокогорью. На северо-западе Восточный С

стему Кузнецкого Алатау. На севере массив крутым уступом высотой 100—200 м обрывается к Рыбинской котловине.

Длина горного массива в пределах края около 450 км, ширина в центральной части до 200 км.

В пределах массива возвышается хр. Крыжина. Он расположен в междуречье Кизира

отличается резкими альпийскими формами вершин. Хребет вытянут в широтном направлении и сопровождается отходящими от него к югу второстепенными хребтами — Луговым, Прорвинским, Китатским, Базыбайским, Бургонским. Восточная часть хр. Крыжина носит название Фигуристых белков. Здесь расположены максимальные высоты Красноярской части Восточного Саяна — пик Грандиозный (2922 м) (рис. 3) и пик Эдельштейна (2676 м). Вершины хребтов отличаются сильно изрезанными скалистыми формами, пирамидальными острыми пиками, зубчатыми гребнями с карами, цирками и висячими троговыми долинами.

На хр. Крыжина имеется семь современных ледников, наибольший из которых — ледник Стальнова (рис. 4) длиной 3 км и площадью 4 км² — расположен на Фигуристом белке (2591 м). Кроме того, обнаружены два ледника (площадью 0,2—0,25 км²) на пике Грандиозном (2922 м), два ледника (площадью 1,6—0,5 км²) на горе Раздельной (2605 м) и по одному небольшому леднику в истоках рч. Проходной и в 16 км ниже истоков р. Кизир (ледник Соловьева).

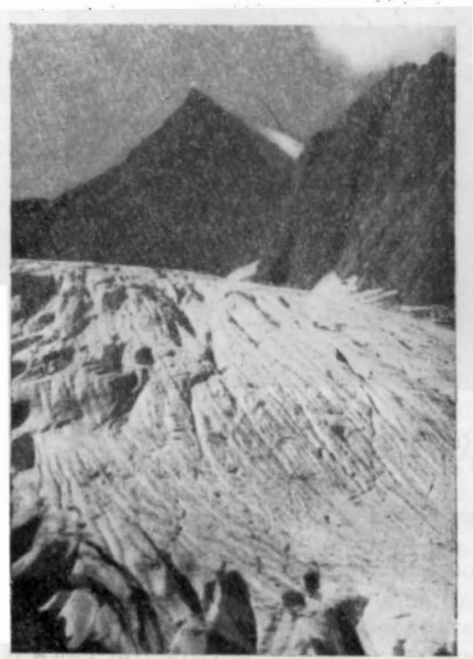


Рис. 4. Ледник Стальнова на хр. Крыжина (фото Е. А. Шнейдера)

На хр. Крыжина наблюдаются сглаженные округлые формы с участками массивного высокогорья, а также расчлененный среднегорный рельеф. К западу высоты гор снижаются и в районе Можарских озер достигают всего лишь 480 м.

К северу от хр. Крыжина расположены широтно ориентированные короткие (длина 30—40 км) хребты Кинзелюкский (максимальная высота гора Фомкина 2213 м) на востоке и Хайрюзовый белок (1200—1600 м) на западе. Шиндинский хребет занимает водораздельное пространство между реками Шинда и Кизир. Он вытянут в широтном направлении

на 80 км и сопровождается меридиональными отрогами. Высота водораздельных вершин 1700—1850 м, горы отрогов ниже (1200—1600 м).

От истоков р. Кана на северо-запад протягивается на 80 км обширное Канское белогорье со средними высотами 1400—1500 м. Это — выровненная поверхность с мягкими очертаниями, слабо всхолмленная, покрытая многочисленными озерами и болотами. Над ней, на 300—700 м возвышаются отдельные вершины, достигающие 2284—2169 м.

От Канского белогорья к северу отходят меридиональные хребты Тукшинского (гора Пирамида 2256 м) и Пезинского белогорий (1600—1850 м). Рельеф этих хребтов, с отдельными скалистыми вершинами, напоминает рельеф массивного высокогорья Прорвинского хребта. К северо-западу Канское белогорье постепенно сливается с еще более

обширным Манским белогорьем, представляющим собой нагорную равнину со средней высотой 1500—1600 м на востоке и 900—1000 м на западе. Над плоскогорьем высятся останцовые горы с относительной высотой 200—300 м. Речные долины то узкие, иногда даже каньонообразные, врезанные на глубину 600—800 м, то широкие, хорошо разработанные.

К северу от Манского белогорья параллельно ему протягивается Кутурчинское (1600—1800 м) и Койское белогорья (1100—1300 м). Очертания их поверхности такие же, как и в Манском белогорье. Между реками Сыдой и Енисеем на юго-западе Восточного Саяна расположено Белькское белогорье со средними высотами 700—900 м. Здесь почти нет орографически выраженных хребтов (исключением

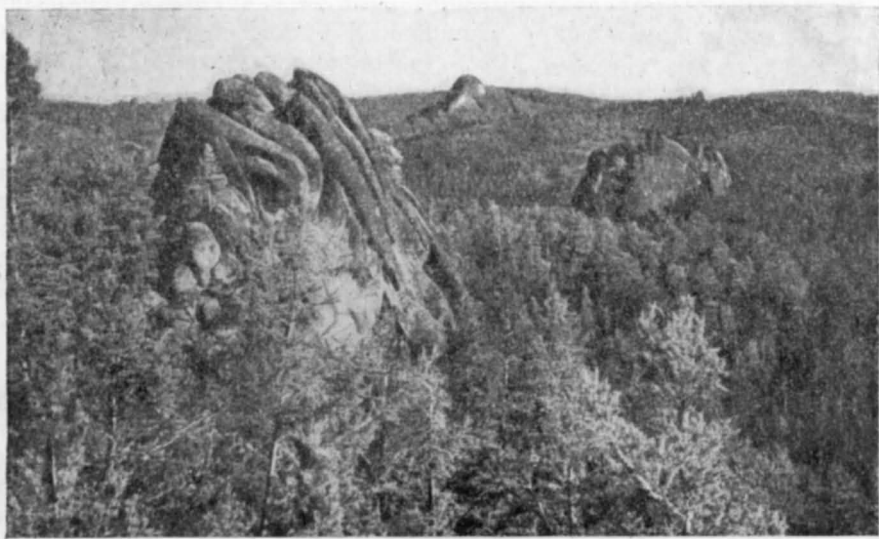


Рис. 5. Красноярский заповедник «Столбы» (фото Д. Г. Дулькейта)

является хр. Кортуз с абс. высотами 1000—1200 м), наблюдаются лишь сильно расчлененные отдельные группы невысоких гор. Такой же характер имеет Курбатово-Сырское белогорье (700—800 м), занимающее водораздельное пространство между реками Енисеем и Чулымом. К северу оно переходит в невысокий Красноярский хребет (450—550 м), оживленный «столбами» из щелочных сиенитов (рис. 5).

Рыбинская котловина протягивается на 200 км к северо-западу вдоль северной окраины Восточного Саяна. Ее поверхность представляет сильно расчлененную холмисто-увалистую равнину высотой 300—500 м. С юга котловина ограничена уступом Восточного Саяна высотой 100—200 м, а к северу, постепенно повышаясь, она переходит в Средне-Сибирское плоскогорье.

Наиболее пониженная часть котловины широкой полосой примыкает к долине р. Кан. Равнинная поверхность ее здесь оживляется отдельными холмами. Средние высоты ее превышают 250—300 м. Для юго-западной части котловины характерен мелкосопочный и квестовый рельеф с отдельными грядами и холмами, возвышающимися на 200—

250 м над долинами рек. Широкие, пологосклонные увалы восточной части котловины разделяются хорошо разработанными долинами с плоским дном. К северу от р. Кан рельеф становится почти горным благодаря множеству отдельных возвышенностей, низких гор и цепей холмов, разделенных сравнительно узкими долинами, врезанными на глубину до 150—200 м. Верховья долин широкие и пологие с многочисленными ложбинами. Высота отдельных холмов достигает 600—700 м.

Кузнецкий Алатау в пределах края образует системы средневысотных кряжей, ориентированных в меридиональном или северо-восточном направлениях. Лишь в хр. Тигер-Тыз (Поднебесные зубья) площадью около 100 км² высоты достигают 1800—2100 м (гора Верхний Зуб 2178 м, гора Молей 2137 м). Вершины хребта здесь носят типич-



Рис. 6. Общий вид Кузнецкого Алатау в бассейне р. Большого Казыра (фото Л. К. Качевского)

ные черты альпийского высокогорья с трогами, карами и цирками; относительные превышения составляют 1300—1400 м (рис. 6).

Северная часть Кузнецкого Алатау носит название Саралинского хребта со средними высотами 1100—1200 м, над которыми возвышаются отдельные гольцы (гора Бобровская 1674 м). К северу высоты снижаются до 600—700 м, и хребет постепенно переходит в ровную степь Шарыповского «залива» Минусинской котловины, который отделяет собственно Кузнецкий Алатау от хр. Арга. К югу от Тигертызского хребта горы также носят средневысотный характер (1200—1400 м) с отдельными, более высокими вершинами (горы Карлыган 1749 м и Сох-Ган 1661 м). В рельефе преобладают сглаженные плоские и куполовидные вершины, покрытые курьумами.

Расположенный в юго-восточной части Кузнецкого Алатау хр. Саксыр имеет высоту от 1100—1200 м на западе до 700—900 м на востоке. Отдельные вершины в его пределах имеют коническую форму с радикально расходящимися от вершин долинами. На востоке хребет резким уступом (70—150 м) обрывается в сторону Минусинской котловины. На севере он постепенно переходит в мелкосопочник и плавно сливается со степью. В юго-восточной части Кузнецкого Алатау находится еще и Батеневский кряж, протягивающийся примерно на 100 км от

рч. Соры до р. Енисея. Это типичное среднегорье (950—1150 м) на западе и юге, переходящее в холмистое низкогорье к северу и востоку. Южная граница кряжа с Минусинской котловиной, известная под названием Азыр-Тал, четко выражена в рельефе (уступ 100—150 м). На севере кряж постепенно переходит в мелкосопочник и холмистую степь. Такой же характер носит расположенный севернее Солгонский кряж, высоты которого не превышают 700—800 м. Хребет Арга, широтно ориентированный в петле р. Чулыма, как указано, отделен от Кузнецкого Алатау «заливом» Минусинской котловины. Это сильно расчлененное низкогорье с высотами 450—500 м и лишь окружающие его слабо всхолмленные степные пространства (200—300 м) придают ему очертания горного хребта.

В обширной системе Минусинских котловин, ограниченных с юга, запада и востока горными массивами Западного и Восточного Саянов, а также Кузнецкого Алатау, можно выделить несколько орографических районов.

Койбальская степь, расположенная в юго-западной части Минусинской котловины, представляет собой волнистую равнину, ограниченную на севере долиной р. Абакана, на востоке — р. Енисеем и на юге резким уступом Западного Саяна. В степи поднимаются отдельные эрозионные останцы высотой до 500—600 м (гора Изых 587 м). В западной части ее местами наблюдаются гряды бугристых аллювиальных песков, в центральной — разбросаны отдельные мелкие замкнутые депрессии, иногда занятые солеными озерами.

Уйбатская степь простирается к северу от устья р. Абакана до хр. Азыр-Тал. Рельеф поверхности здесь более разнообразен. Наряду со слабоволнистыми равнинами (к северу от р. Уйбата) с высотами 400—450 м восточная и южная части степи представляют систему параллельных гряд. Гряды разделены широкими асимметричными долинами, а ближе к отрогам Кузнецкого Алатау расчленены на цепи отдельных изолированных холмов. Здесь много озерных котловин, иногда заполненных соленой водой, испаряющейся летом.

К востоку от ст. Уйбат на междуречье Кебежа и Тубы простирается Минусинская степь со средними высотами 300—350 м. Над ровной славохолмистой поверхностью возвышаются гряды дюнных песков, а на севере и востоке — система гряд, обрывающихся к долине р. Тубы уступами высотой 50—100 м.

В Сыдо-Ербинской котловине, расположенной к северу от Минусинской впадины и ограниченной на юге и севере хр. Азыр-Тал и Батеневским кряжем, преобладают квестовые формы рельефа с невысокими грядами, а также мелкосопочник на эффузивах девона. Лишь к долине р. Енисея поверхность котловины становится слабоволнистой, почти равнинной, а высоты снижаются до 200—300 м.

К северу от Батеневского кряжа лежит Чулымо-Енисейская котловина, на юге которой расположена Ширинская степь с большим количеством мелких и крупных озер. Над степью возвышаются отдельные гряды и холмы. Вдоль северного склона Батеневского кряжа на 40 км протягивается древняя Бей-Булукская долина, имеющая ширину 1—3 км. Дно ее приподнято над уровнем р. Енисея на 80—100 м, местами заболочено. К северу Ширинская степь сливается с Июсовской степью.

Чулымо-Енисейская котловина между р. Чулымом и Солгонским кряжем переходит в слабоувалистую равнину со средней высотой 350—400 м.

Равнинные пространства системы Минусинских котловин на севере отделены от Западно-Сибирской низменности невысокой горной грядой с высотами до 450 м (хр. Арга).

Горный массив Западного Саяна протягивается широкой полосой восток-северо-восточного направления вдоль южной границы края от истоков р. Абакана на западе до верховьев р. Казыр на востоке. Длина горного массива в пределах края более 600 км, ширина на меридиане р. Енисея около 240 км. Восточная и южная части массива в ос-

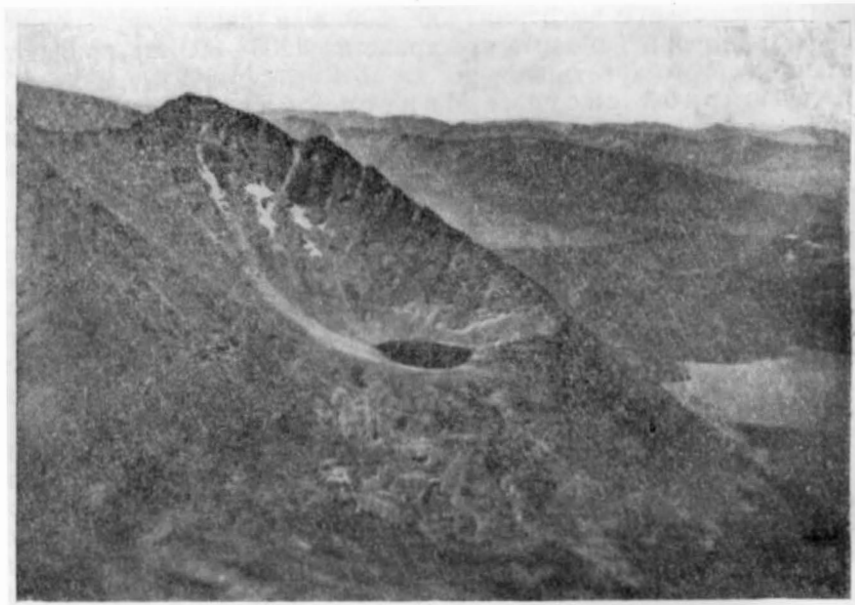


Рис. 7. Западный Саян. Кары в верхнем течении р. Караташа (фото В. В. Глаголева)

новном находятся уже в пределах Тувинской автономной области. Западный Саян представляет собой сильно расчлененную горную страну с преобладанием средневысотных гор с округлыми вершинами и обширных нагорий. Среди них выделяются большие группы высоких гор. К северу, в сторону Минусинской котловины, Западный Саян обрывается крутым уступом высотой 100—200 м. Высокие горы выделяются в виде отдельных хребтов, в зоне же среднегорного рельефа хребты почти не выражены. Для альпийского высокогорья с высотами свыше 2000 м характерны острые пики, зубчатые пилообразные гребни, крутые склоны, обилие каров и цирков с многочисленными озерами (рис. 7).

Иногда системы каров и цирков настолько близко сходятся друг с другом, что ширина водораздельных гребней не превышает нескольких метров. Относительные превышения достигают 900—1300 м, скалистые вершины возвышаются над перевалами на 500—800 м. Вершины гор и водораздельные гребни покрыты нетающими снегами. Высшая точка Красноярской части Западного Саяна — гора Караташ (2925 м) — расположена в истоках р. Оны.

На высотах 1900—2000 м заметны остатки древней выровненной поверхности. Средняя высота гольцового высокогорья («Таскылы») 1750—1850 м. Вершины здесь обычно куполовидные, сглаженные. Верхние участки склонов гор сравнительно пологие, а нижние — крутые, обрывистые за счет глубоко врезанных V образных долин или многочисленных троговых долин с почти отвесными склонами, покрытыми, как и склоны гор, курумами. Долины рек имеют крутой уклон, часто встречаются водопады (рис. 8). Относительные превышения достигают



Рис. 8. Западный Саян. Водопад на р. Позарыме (правый приток р. Караташа). (Фото В. В. Глаголева)

800—1000 м. Для среднегорного рельефа характерны мягкие очертания водоразделов; узкие V-образные долины расчленяют горный массив на группы отдельных вершин. Средние высоты гор не превышают 1300—1500 м, снижаясь к северу до 600—800 м. Относительные превышения 300—500 м. Четко выраженные в рельефе хребты ориентированы в меридиональном, широтном и северо-восточном направлениях. На западе возвышается Абаканский хребт северо-восточного направления, в южной части которого высоты достигают 1984 м, 1747 м (гора Кабез), снижаясь к северу до 1300—1400 м. Далее к востоку расположены отдельные короткие хребты северо-восточного (Казыр, Шаман, Чунгут) и широтного (Хансын и Кирса) направлений с высотами 1800—2200 м. Гора Тырдан на водоразделе рек Оны и Большого Анзаса достигает 2248 м.

К востоку от хр. Карлычан, на водоразделе рек Оны и Кантегир, расположен крупный горный узел с радиальными хребтами, расходящимися в разных направлениях от горы Самбыл (2328 м). Между реками Абаканом и Енисеем с юга на север простирается система параллельно ориентированных в северо-восточном направлении хребтов:

Саянский (2200—2600 м), Джебашский (1700—2000 м) и Джойский (1200—1400 м). На водоразделе рек Кантегира и Енисея возвышается Кантегирский хребет высотой 1900—2000 м. Он простирается меридионально до верховьев рч. Голой, меняя затем направление на северо-восточное. Отметки здесь достигают 2200—2300 м. На правом берегу р. Енисея главный водораздельный хребет называется Куртушубинским. Высшие его точки — гора Бадалык (2492 м) в вершине кл. Акола и гора Саледжир в истоках кл. Веселого. К востоку Куртушубинский хребет переходит в хр. Ергак-Торгак-Тайга с высотами 2000—2600 м. Он протягивается почти на 200 км в северо-восточном направлении от верховьев р. Амыла до верховьев р. Казыр. К северу от Куртушубинского хребта расположены меридионально Мирской хребет (до 2296 м), широтные Араданский хребет (2200—2400 м) и хр. Шешпир-Тайга (1800—2200 м). Далее к северу высотные отметки несколько снижаются в субширотных Ойском (1800—2000 м), Березовском (1700—1800 м) хребтах и в хребтах Борус (1800—1900 м) и Кулумыс (1200—1600 м). Водораздел бассейна рек Уса и Амыла проходит по хребтам Кедранскому, Назаровскому, Метугул-Тайга и Чокур, вершины которых снижаются от 2200—2300 м на юге до 1100—1500 м на севере.

В хр. Шандык, расположенном на водоразделе рек Амыла и Казыр, высоты снова повышаются до 2200 м в восточной его части, а на севере снижаются до 800—1200 м.

В центральной части Западного Саяна расположена обширная Усинская котловина с ровной поверхностью дна (500—660 м), покрытая степной растительностью. Котловина имеет длину 50—70 км при ширине 10—15 км и окружена сильно расчлененными средневысотными горами отрогов Куртушубинского и Мирского хребтов.

Западно-Сибирская низменность входит в Красноярский край только своей восточной окраиной и отличается широкой равнинностью рельефа. Характер ее поверхности определяется почти горизонтальным залеганием пород, что указывает на влияние экзогенных сил в процессе рельефообразования. Поверхность низменности сложена рыхлыми отложениями, легко поддающимися разрушительному действию воды, ветра и других агентов выветривания. Первичный, вероятно более расчлененный, рельеф был сnivelирован действием ледников, аккумулятивные образования которых впоследствии разрушались водой. Средние высотные отметки низменности не превышают 100—200 м, причем наблюдается общий уклон поверхности с юга на север и с востока на запад.

Несмотря на общую однообразную картину почти идеальной равнины, здесь наблюдается субширотная зональность, позволяющая выделить следующие зоны.

Южная и юго-восточная части низменности в пределах края представляют хорошо расчлененную предгорную равнину, протягивающуюся вдоль северных подножий Кузнецкого Алатау и хр. Арга от г. Боготола до Красноярска. Ширина ее на западе 70—80 км, а на востоке 100—110 км. Средняя высота предгорной равнины 200—300 м, а на востоке до 350—400 м. Речные долины врезаны на глубину от 40—60 до 100—120 м. Густая речная сеть расчленяет равнину на гряды и группы холмов высотой до 100—150 и даже 200 м. Речные долины резко асимметричны на меридиональных участках и характеризуются высоким и крутым правым и пологим левым бортами. Террасы на этих отрезках долин, как правило, левобережные.

Севернее располагается плоская волнисто-овражная равнина, южная граница которой проходит от рч. Тяжин к среднему течению р. Чети и верховьям р. Большой Кети, а далее к р. Енисею. Средние высоты поверхности снижаются от 200—250 до 150—200 м по направлению с востока на запад. Характерной чертой рельефа являются очень широкие плоские долины. Первая надпойменная терраса больших рек часто имеет ширину в десятки километров и захватывает по нескольку долин притоков. На плоской, почти идеально ровной поверхности равнины выделяются остатки прирусловых валов древних долин и крутые замкнутые плоско-вогнутые озерные котловины. Глубина вреза речных долин не превышает 30—50 м; водоразделы плоские, с очень пологими склонами.

Еще севернее лежит слабоволнистая равнина, поверхность которой отличается от вышеописанной лишь меньшей расчлененностью. Средние высоты равнины едва достигают 150—200 м. Южная граница ее проходит примерно по линии устье рч. Чиндат (левый приток р. Чулыма) — устье р. Ангара, северная — по линии р. Сым — устье р. Подкаменной Тунгуски.

Следующая к северу зона имеет наибольшую площадь и представляет холмистую равнину со следами ледниковой деятельности. Абсолютные высоты не превышают 100—200 м; на фоне плоской равнины возвышаются гряды и группы моренных холмов высотой до 30—40 м. Реки врезаны на 20—30 м; плоские и широкие водораздельные пространства, приподнятые на 70—80 м, часто заболочены. Много обширных озерных впадин. Меридиональные участки долин рек имеют асимметричное строение. Участками встречается камовый рельеф.

Последней зоной является прибрежная равнина, имеющая ступенчатое строение со средними высотами 70—150 м и превышениями отдельных «ступеней» до 20—40 м.

ГИДРОГРАФИЯ

РЕКИ

По запасам гидроэнергии и по длине водных путей Красноярский край занимает одно из первых мест в СССР. Все реки края текут с юга на север и впадают в окраинные моря Северного Ледовитого океана — Карское и Лаптевых. Большая часть территории края орошается реками Енисейского бассейна, меньшая — западная и северо-восточная части — реками бассейнов Оби, Пясины, Таймыры и Хатанги.

Бассейн р. Енисея. Большие размеры бассейна р. Енисея, разнообразие рельефа и обилие выпадающих осадков создают благоприятные условия для развития здесь разветвленной речной сети. В Енисей впадает около 20 тыс. рек общей протяженностью около 250 тыс. км. Большинство рек носит горный характер, протекает по узким и глубоким долинам. Только по левобережью Енисея (в среднем и нижнем его течении) реки принимают равнинный характер и часто протекают по широким заболоченным долинам среди глухой и мрачной тайги. Руслу этих рек очень извилисты.

Среди крупных притоков Енисея выделяются реки Ангара, Подкаменная и Нижняя Тунгуски, а на юге края — Абакан, Туба, Сыда и Кан.

Река Енисей образуется от слияния Малого и Большого Енисеев, бассейны которых расположены за пределами края в Тувинской котловине. От истока до устья длина р. Большого Енисея составляет 4080 км.

Течение Енисея может быть разделено на три участка: верхний — от слияния Малого и Большого Енисеев до устья Тубы, средний — от устья Тубы до впадения р. Ангары и нижний — до устья Енисея.

От границ Тувинской автономной области до с. Означенное река протекает по узкой горной долине, прорезающей Западный Саян. Русло часто преграждается шиверами и порогами (Большой, Ставерский, Дедушкин, Березовский, Джойский, Маинский), где скорость течения достигает 6—8 м/сек и даже 11 м/сек. Наименьшую ширину (76—100 м) река имеет в месте Большого порога.

Ниже с. Означенное Енисей вступает в пределы Минусинской котловины. Здесь река разбивается островами на протоки, ее течение становится более спокойным, хотя по-прежнему наблюдаются довольно быстрые перекаты. Ширина реки местами достигает 650—750 м, а ширина долины 5—15 км.

Близ устья р. Тубы долина Енисея постепенно сужается, а при пересечении отрогов Восточного Саяна, ниже устья р. Езагаш, переходит в скалистый коридор. Далее до г. Красноярска Енисей течет почти все время в одном русле.

Ниже г. Красноярска строение долины меняется: утрачивается ее горный характер, ширина резко увеличивается и в пределах Красноярской лесостепи она достигает 15—20 км. В русле чаще появляются крупные острова, но и здесь река местами образует скалистые коридоры, например близ сел. Атаманово и между сел. Предивное и Казачинским порогом, где она пересекает отроги Енисейского кряжа. На этих участках образуются шиверы, например ниже сел. Залив—Казачинский порог. Правый склон долины почти на всем протяжении до устья р. Ангары представлен лесистыми грядами Енисейского кряжа, левый — часто удаляется на значительное расстояние от русла реки. Ширина реки 0,8—1,3 км.

Ниже устья р. Ангары течение Енисея становится более спокойным. До р. Нижней Тунгуски ширина его долины равна 10—20 км, местами 40 км, а дальше суженные участки (20—30 км) чередуются с расширениями до 100—150 км (близ сел. Дудинка). Правый склон долины преимущественно гористый; вдоль низменного левого склона располагается широкая заболоченная пойма.

Близ устья Подкаменной Тунгуски, при пересечении Енисейского кряжа, переходящего здесь на левый берег, р. Енисей образует скалистый коридор с подводными грядами скал, известными под названием Осиновского порога. Ширина русла Енисея ниже р. Ангары достигает 1,5—2,5 км, а ниже р. Подкаменной Тунгуски — 2—3 км. За устьем р. Нижней Тунгуски, впадающей в Енисей близ г. Туруханска, русло Енисея разбивается островами на рукава, и скорость течения уменьшается. Около г. Игарки ширина русла увеличивается до 2,5—3 км, близ Усть-Порта вместе с островами — до 20 км, а в районе Бреховских островов до 50 км. Здесь выделяют четыре основных рукава Енисея: Каменный, Большой, Малый и Охотский. К северу от Бреховских островов Енисей вновь сужается, образуя «горло», а близ устья р. Гольчиха — «щеки» шириной 5 км, после чего начинается Енисейский залив Карского моря.

Режим р. Енисея сложен. Питание реки осуществляется в основном за счет снега, дождей и частично грунтовых вод. Доля снегового питания увеличивается по мере продвижения к устью. Годовой ход уровней характеризуется сравнительно высоким и продолжительным весенним половодьем (апрель — июнь). В остальной период лета и осени уровни реки низкие, но неустойчивые (проходит три-четыре дождевых паводка). В предледоставный период наблюдается резкий подъем уровней, а затем следует постепенное понижение их в районе Минусинска и Красноярска в первой декаде апреля, а на крайнем севере в первой декаде мая. Заканчивается подъем уровней пиком во время завершающегося вскрытия, происходящего в третьей декаде апреля на юге и в третьей декаде мая — начале июня на севере. После вскрытия рек ото льда уровни их понижаются на юге в течение 5—10 дней, на севере — 30—45 дней. Этим заканчивается весеннее половодье на севере, а на юге, до устья Ангары, проходит еще один-два снего-дождевых паводка.

Годовой минимум уровней наблюдается в ноябре перед ледоставом, а на крайнем севере — в октябре или апреле при ледоставе.

Весеннее половодье рек Западных и Восточных Саян многопаводковое, а рек, расположенных в Минусинских котловинах, Красноярской и Канской лесостепи, однопаводковое. Такое же половодье имеют притоки р. Ангары (за исключением Уды и Бирюсы) и Енисея, имеющие заболоченные бассейны и расположенные в Западно-Сибирской низменности. Осенью на этих реках проходят небольшие дождевые паводки. Высота таких паводков на реках, расположенных в Саянах, в отдельные годы (август—сентябрь) превышает высоту паводков весеннего половодья.

Минимальные уровни воды наблюдаются, как правило, в октябре — ноябре, а на северных реках — в марте — апреле.

Наибольшие расходы воды в период таяния снегов или ливневых дождей превышают среднегодовые расходы в 100 и более раз. Зимой минимальные расходы становятся в 10—50 раз меньше среднегодовых. Озерные реки (Ангара и др.) имеют незначительное колебание стока. Реки же, находящиеся в зоне вечной мерзлоты, отличаются особенной неравномерностью стока. Вскрытие рек ото льда в бассейне продолжается более двух месяцев и наблюдается в апреле на юге и в июне на севере. Вскрытие рек происходит медленно и часто с образованием заторов. Эта особенность характерна почти для всех рек бассейна. Мощные заторы наблюдаются на Ангаре, на Подкаменной и Нижней Тунгусках и на ряде других средних и крупных реках бассейна.

В пределах Западно-Саянских гор, до выхода в Минусинскую котловину, в р. Енисей впадают реки Ус, Казыр-Сук, Кантегир и другие притоки. После выхода Енисея в Минусинскую котловину в него справа впадают реки Шушь и Оя, а ниже реки Коя, Луговка, Ничка и Минуса. Между с. Означенное и устьем р. Абакана левые притоки у Енисея отсутствуют.

Река Абакан, впадающая слева в р. Енисей, относится к наиболее крупным притокам верховьев Енисея. Свои истоки р. Абакан берет в восточных отрогах Алтая, в области его сочленения с Западным Саяном. На большом протяжении река протекает по горной долине и образует многочисленные порожистые перепады и шиверы. Крупными притоками Абакана являются реки Большой и Малый Абакан и р. Она. Ниже сел. Монок река выходит в степь и приобретает более спокойный характер, хотя и здесь быстрые перекаты довольно часты.

Река Туба также относится к наиболее крупным притокам Енисея в верхнем его течении. Она образуется от слияния рек Казыр и Амыл и впадает в Енисей справа. На значительном протяжении р. Туба протекает по холмистой лесостепи и степи и имеет широкую пойму. Русло реки слабоизвилистое, умеренно разветвленное, с преобладающей шириной 180—250 м, иногда достигающей 400 м. Реки Кизир, Казыр и Амыл (рис. 9), составляющие р. Тубу, расположены в высокогорной



Рис. 9. Долина р. Кизир в районе пика Грандиозного (фото Н. Н. Стамборовского)

области сочленения Восточного Саяна с Западным. Эти реки имеют крутое падение и изобилуют порогами и шиверами.

Ниже устья р. Тубы на протяжении 200 км левые притоки Енисея почти отсутствуют. Здесь изредка едва доходят до Енисея мелкие, с незначительным дебитом реки Кокса, Тесь, Ерба, а ниже сел. Даурское — довольно полноводные реки — Огур, Езагаш, Бюзга, Бирюса и др. Справого берега до г. Красноярска впадают довольно крупные реки Сыда, Убей, Сисим, Большая Дербина, Мана (рис. 10) и Базаиха, бассейны которых расположены на западной окраине Восточного Саяна.

От г. Красноярска до устья р. Ангары из крупных притоков в Енисей впадает только р. Кан, а из мелких — реки Березовка, Есауловка и Большая Тель. Ниже впадения р. Кан правыми притоками Енисея являются реки Большая Веснина, Кузеева, Большая Кимбирка, Большая Юдина, Шилка, Ягодкина, Сполошная и Белокопытовка, левыми — Бузим, Большая и Малая Подъемные и несколько более мелких рек.

Река Кан (исток р. Дикий Кан) берет начало из небольшого Канского озера, расположенного в узле хребтов Канского белогорья и Агульских белков, входящих в состав северного склона Восточного Саяна. До устья р. Кирель река имеет бурное течение, в ее русле часто

встречаются шиверы и пороги. Ниже, в среднем течении, где р. Кан протекает по холмистой Канской лесостепи, она становится спокойной и обладает широкой (до 7—10 км) долиной. Между сел. Комарово и

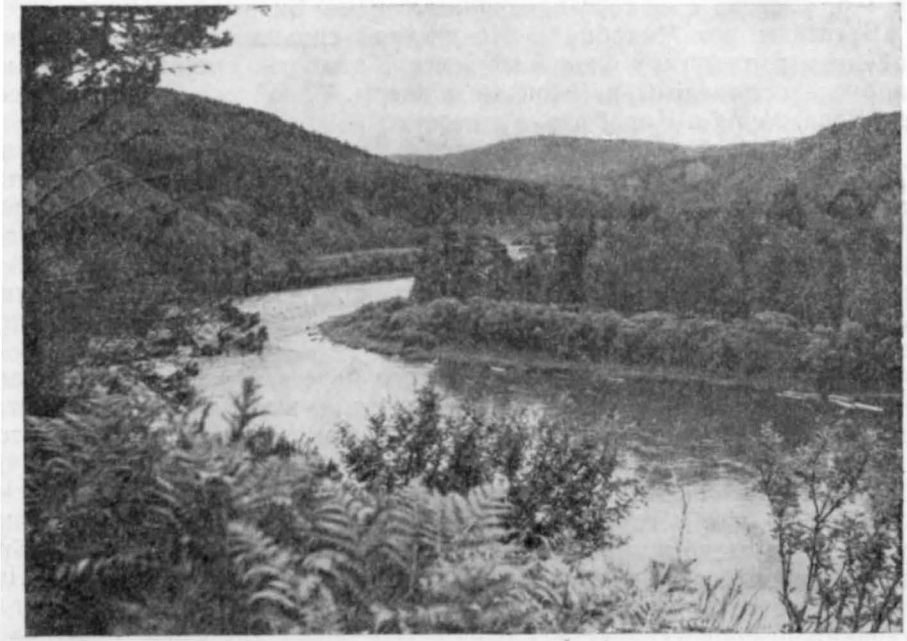


Рис. 10. Река Мана в низовьях (фото Д. Г. Дулькейта)

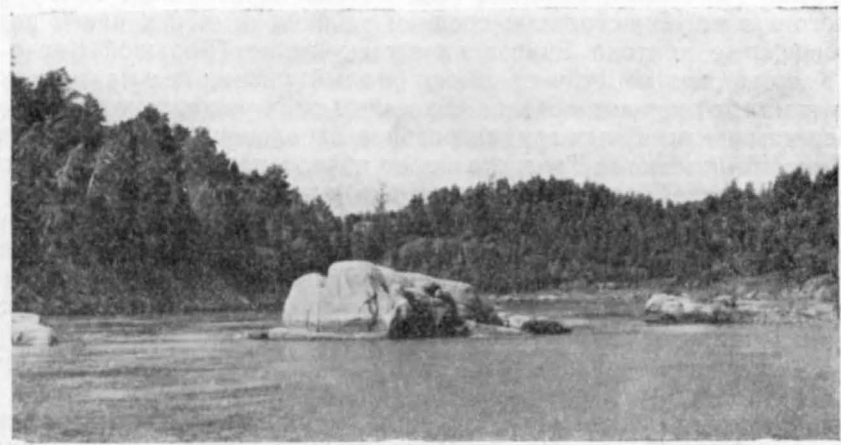


Рис. 11. Река Кан в районе Большого порога (фото И. А. Фаусгова)

устьем река прорезает отроги Енисейского кряжа и образует почти непроходимые пороги и шиверы (рис. 11).

Река Ангара — один из наиболее крупных притоков Енисея. По площади водосбора Ангара превышает Енисей в три раза. В пределах кряя

река имеет сравнительно спокойное течение, но местами ее русло преграждают шиверы и пороги (Аплинский, Мурский и Стрелковский). На нижнем плесе в р. Ангару впадают довольно крупные притоки: Кова, Чадобец, Мура, Иркинеева, Каменка, Рыбная, Татарка и самая крупная — р. Тасеева с ее составляющими реками Бирюсой и Чуной.

Бассейны рек Чадобца и Иркинеевой сильно заболочены. Перед впадением в р. Ангару спокойное течение этих рек становится бурным, а в русле попадают каменные шиверы. Такой же характер носят реки Кова, Мура и Карабула.

Река Тасеева образована слиянием рек Бирюсы (Оны) и Чуны (Уды). На значительном протяжении она протекает среди обрывистых скал, сложенных траппами. В 15 км от своего истока река имеет порог Дурак, ниже которого течение ее становится спокойным, а склоны пологими. Скалистые обрывы появляются только перед впадением реки в Ангару. Реки Бирюса и Чуна в пределах края протекают по широким долинам; течение рек спокойное, лишь перед их слиянием появляются трапповые скалистые берега и пороги.

В 12 км ниже г. Енисейска с левого берега в р. Енисей впадает р. Кемь. Долина этой реки сильно заболочена, в ней много озер и стариц. Русло реки сильно меандрирует. Крупным притоком Кеми является р. Белая.

Река Большой Пит впадает в Енисей ниже г. Енисейска. Эта река протекает по узкой горной долине, пересекающей Енисейский кряж. В русле реки часто встречаются каменные шиверы. При относительно большой ширине река мелководна. Крупными притоками Большого Пита являются реки Чиримба, Горбилук, Ведуга, Лендаха, Сухой Пит и Каменка.

От Большого Пита до устья Подкаменной Тунгуски в р. Енисей справа впадают небольшие горные реки: Кия, Тис, Гаревка, Кутас, Вороговка, Порожиха, берущие свое начало на западном склоне Енисейского кряжа. В истоках и среднем течении этих рек часты пороги. Левобережные притоки Енисея на этом участке (Большой Кас с Малым Касом, Сым и Дубчес) имеют малый уклон, весьма извилистое русло и малые скорости течения. Бассейны этих рек сильно заболочены. По берегам на песчаных грядах развита заболоченная тайга.

Река Подкаменная Тунгуска берет начало на юго-западном склоне Верхне-Тунгусской возвышенности. Река протекает по широкой (2—3 км) и глубокой долине, с пологими склонами. Местами долина суживается и при пересечении туффитов и траппов приобретает вид ущелья, в котором имеются пороги. Наиболее крупные пороги — Орон, Чамбинский, Мирюгинский, Полугузский, Большой, Мучной, Вельминский. В нижней части течения русло реки постепенно расширяется до 700—800 м. Перекаты и шиверы становятся мелководными. Острова очень редки. В бассейне р. Подкаменной Тунгуски насчитывается более 1100 рек длиной свыше 10 км. Наиболее крупные правые притоки р. Нижней Тунгуски — Аява, Тэтэрэ, Чамба, Чуня, левые — Оскоба, Тайга, Таимба, Камо и Вельмо.

Река Чуня является самым крупным притоком Подкаменной Тунгуски. От слияния рек Северной и Южной Чуни на протяжении 400 км река протекает среди мягких пород, представленных туфами, туффитами и песчаниками. Она имеет спокойное течение, однако местами при пересечении трапповых гряд образует шиверы и пороги, на которых скорость течения достигает 10 км/час. Ширина реки в устьевой части до-

стигает 250 м. В средней части междуречья Чуни и Подкаменной Тунгуски имеется много болот.

Между Подкаменной и Нижней Тунгусками в р. Енисей справа впадает горная и бурная р. *Бахта*. Русло ее изобилует шиверами и порогами. На этом участке течения Енисея располагаются сравнительно небольшие его притоки, впадающие справа (Сарчиха, Елогуй и др.) и слева (Дельтуля, Комса и др.).

Река Нижняя Тунгуска — один из наиболее крупных притоков Енисея. Начинается она на северном склоне Верхне-Тунгусской возвышенности, в пределах Иркутской области. По характеру течения, строению долины и берегов в ней выделяются два участка: 1) от истока до сел. Преображенское и 2) далее вниз до устья. Верхний участок имеет широкую долину с песчаными и глинистыми склонами. Здесь река обладает малой скоростью течения. Она близко подходит к р. Лене. Ниже селений Преображенское и Кана река протекает по узкой и глубокой долине. Берега ее высокие, часто скалистые. Русло реки местами преграждается крупными порогами (Сакко, Вивинский, Учамский, Большой, Косой) и шиверами. Вдоль ее берега полоса «бичевника» сложена крупными камнями. При пересечении известняковых пород ниже устья р. Северной Нижняя Тунгуска образует отвесные скалы. Ширина реки в среднем течении составляет 300—400 м, а к устью увеличивается до 800 м.

В пределах края в Нижнюю Тунгуску впадают преимущественно правобережные притоки: Ейка, Кочечум, Имбукан, Виви, Чискова, Тутончана, Кочумдэк и др. Из левобережных притоков в нее впадают: Илимпя, Нидым, Таймура, Катарамба, Учами, Дегали, Летняя и др. Все указанные притоки имеют более спокойное течение в средней части и бурное — перед впадением в Нижнюю Тунгуску. Правобережные притоки, спускающиеся с отрогов хр. Путорана, протекают через древнеледниковые озера, иногда одноименного названия с рекой — Тембечи, Виви и др. Эти притоки имеют узкие вытянутые бассейны и большие уклоны долины. Русло рек преграждают пороги и шиверы, а на мелких речках местами есть и водопады.

От устья р. Нижней Тунгуски до Карского моря нарастание площади бассейна Енисея идет за счет правобережных притоков: Курейка, Хантайка, Дудинка, Сухая Дудинка, Яковлева и Гольчиха; слева впадают Турухан, Полой, Игарка, Малая и Большая Хета, Танама и др.

Река Турухан начинается в зоне лесотундры на восточной окраине Западно-Сибирской низменности. Бассейн этой реки сильно заболочен. Ширина ее у фактории Янов-Стан равна 80—90 м, в пределах устья она достигает 300 м в межень. Русло реки очень извилистое. Подпор от Енисея весной распространяется вверх по реке до фактории Янов-Стан. В бассейне реки имеются крупные озера.

Река Курейка — один из крупных правых притоков Енисея в нижнем его течении. Истоки реки расположены на южных предгорьях хр. Путорана на высоте 900—1000 м. Река протекает через озера Дюпкун и Анама (Курейское). Течение реки то медленное, с озеровидными расширениями, то бурное, где река при пересечении траппов образует пороги и водопады (рис. 12).

Река Хантайка берет начало из Большого Хантайского озера, а ниже, протекая через Малое Хантайское озеро, образует ряд порогов. На порожистом участке уклон ее достигает 2—4 м на 1 км. Ширина реки до 400 м, а в местах развития островов — 1 км; наименьшая ши-

рина наблюдается на первом пороге — 50 м. Здесь река протекает в скалистом ущелье с отвесными берегами, имеющими высоту 40—50 м.

Бассейны рек Пясины, Таймыры и Хатанги. На междуречье Енисей — Лена на территории Красноярского края протекают крупные реки, впадающие в моря Карское (Пясины и Таймыра) и Лаптевых (Хатанга и Попигай) и не связанные с бассейном р. Енисея.

Река Пясины — одна из наиболее крупных (после Оби и Енисея) рек, впадающих в Карское море. Свое начало она берет в северо-восточной части оз. Пясино. При выходе из озера р. Пясины на протяже-



Рис. 12. Сужение р. Курейки у Рудничного порога

нии 15 км протекает в ущелье, в нижней части которого имеется порог. Ниже этого порога долина реки расширяется, хотя склоны ее остаются возвышенными и каменистыми. Ширина реки резко увеличивается от 100 до 300 м. В 75 км от озера р. Пясины вступает в мягкие глинистые отложения, сильно меандрирует и ниже р. Дудыпты расширяется до 1,5—2 км. Течение ее здесь замедляется, местами появляются острова. В 40 км ниже впадения в нее левого притока р. Агапы Пясины вступает в район развития островов и расширяется до 10 км. В этом районе насчитывается до пятнадцати крупных островов, разделенных протоками. Ниже многоостровья река вновь суживается до 1 км и течет в одном русле на протяжении почти 100 км. Близ устья р. Тарей ширина долины достигает 3 км. Река поворачивает здесь на запад и, не доходя до устья р. Макаритта, образует порог Глубокий, а затем вступает во второй район с многочисленными островами. После впадения р. Пуры русло р. Пясины поворачивает на северо-запад и пересекает хр. Бырранга. На этом участке течения река постепенно суживается, а ниже Красной Сопки, где опять появляются острова, ширина ее достигает 15 км. Перед впадением в Пясинский залив, у мыса Входного, р. Пясины вновь собирается почти в одно русло.

Река Таймыра протекает в центре Таймырского полуострова. На востоке и юге границами бассейна являются водоразделы рек, впадающих в Хатангский залив (Новая, Гусиха, Балахня), на юго-западе и западе — притоки р. Пясины (Янгода и Тарей). На своем пути р. Таймыра пересекает оз. Таймыр. Верхний отрезок реки, впадающий в оз. Таймыр, называется р. Верхней Таймырой, а вытекающая из озера река известна под названием р. Нижней Таймыры. Верхняя Таймыра начинается в горах Бырранга вблизи истока р. Тарей. Ширина реки выше озера в летнее время достигает 400 м. Ранее она протекала вдоль озера и отделялась от него баром, который в 1929 г. был размыт. Вначале р. Верхняя Таймыра течет на юго-восток, но после впадения р. Луктах меняет направление на восток, а затем на восток-северо-восток. В верхней части течения р. Верхняя Таймыра протекает по гористой местности и имеет порожистое русло. В нижнем течении она также пересекает ряд порогов: Нерама, Анэ-Мала и Самба-Мала. При пересечении хр. Бырранга река течет в ущелье, при выходе из горного массива расширяется и образует оз. Энгельгардта, а ниже вновь течет сравнительно узким руслом. Впадает р. Нижняя Таймыра в Таймырский залив и принимает слева крупный приток р. Шренк.

Река Хатанга, образующаяся от слияния рек Хеты и Котуй, характеризуется малыми скоростями. Ширина ее вблизи устья достигает 5 км. В русле много безлесных низких островов. Вскрытие реки ото льда происходит в начале июня, замерзание — в первой декаде октября.

В Хатангу впадают слева реки Хета, Новая и др., справа р. Котуй и перед впадением в Хатангский залив — р. Попигай с притоками Рассохой и Фомич. Река Попигай мелководна, ближе к устью широка и расчленена островами.

Река Котуй — правая составляющая р. Хатанги — берет начало на высоте 1000 м у южного подножия горы Камень в центральной части хр. Путорана. Река Котуй в своем верховье протекает через группу мелких моренно-подпрудных озер и ниже — через озера Харпичи и Дюпкун. От верховьев до устья притока Воеволихан р. Котуй течет в глубокой долине среди гор. Ниже этого притока долина расширяется, но и здесь река пересекает ряд порогов. От устья притока Мойеро р. Котуй входит в узкое ущелье — теснину с множеством порогов. Ширина русла здесь составляет 400 м. Наиболее крупные пороги наблюдаются между впадениями рек Воеволихан и Тида и в 50 км выше р. Котуйкан — порог Большой. Кроме перечисленных притоков, впадающих в р. Котуй, значительными являются Чиринда, Ессей, Джеромо, Тулукан, Аганыли, Медвежья, Эриечка, Оту-Турора и Улахан-Хабыда.

Река Хета — левая составляющая р. Хатанги — берет начало из оз. Аян, лежащего у подножия горы Камень. До впадения в нее р. Волочанки р. Хета протекает по узкой долине и принимает справа горные реки (Холижит, Худакит-Аякли и др.). Несколько выше устья Волочанки р. Хета поворачивает на запад, а затем на восток и северо-восток. На этом участке она протекает по широкой (40—50 км) заболоченной долине, с большим количеством мелких озер. Ниже устья р. Маймечи долина р. Хеты суживается местами до 7 км, русло ее становится полноводным.

Правые притоки Хеты, стекающие с гор Путорана, быстры и порожисты (Ледяная, Боярка, Романиха, Маймечи). Левые притоки (Богаида, Горелая, Россомашья и др.) имеют широкие долины, малые скорости течения, меандрирующее русло и низкие берега.

Бассейн р. Оби. В юго-западной части края речная сеть принадлежит бассейну р. Оби. Большая часть ее бассейна приходится на реки Чулым и Кеть, частично на истоки р. Томь.

Река Томь стекает с западного склона Кузнецкого Алатау и в пределы края входит только верховьями. Здесь она отличается сравнительно большим уклоном и соответственно быстрым течением.

Река Чулым протекает по холмистой степи и лесостепи предгорий восточного склона Кузнецкого Алатау, частью по таежной зоне Западно-Сибирской низменности. Лишь незначительная часть бассейна р. Чулыма расположена в горах Кузнецкого Алатау, где отдельные вершины (например, гора Верхний Зуб — 2178 м) поднимаются выше границы снеговой линии и несут на себе снега перелетки и фирновые поля. В этой части бассейна находятся реки Белый и Черный Июс, составляющие р. Чулым. Обе реки имеют глубокие горные долины с порожистым руслом и бурным течением. Только перед слиянием они протекают по широкой, хорошо разработанной долине с заболоченной поймой.

Ниже слияния рек Белого и Черного Июсов у ст. Копьево начинается собственно р. Чулым, которая вначале протекает среди холмистой степи, а затем течет с малым уклоном по широкой, хорошо разработанной долине среди равнинной или мелкохолмистой степной и лесостепной местности. Русло реки образует меандры и острова, а в пойменной части долины часто встречаются озера и старицы. На участке прорыва Солгонского кряжа долина реки каньонообразна. Правый берег р. Чулыма преимущественно высокий, левый — низкий, пойменный. Между сел. Назарово и г. Ачинском р. Чулым образует излучину, огибающую хр. Арга. Развитие бассейна идет вначале за счет левобережных притоков (Сереж, Урюп и др.), а ниже г. Ачинска появляются правобережные притоки — реки Большой Улуй и Кемчуг, долины которых широки и заболочены.

Река Кеть протекает по болотистой Западно-Сибирской низменности и отличается спокойным течением и меандрирующим руслом. Долина реки хорошо разработана, ширина ее достигает 20 км.

Прибрежные зоны Карского моря и моря Лаптевых в пределах описываемой территории ограничиваются побережьем Таймырского полуострова. Западная часть этого полуострова омывается водами Карского моря, а на востоке — морем Лаптевых, окраинными бассейнами Северного Ледовитого океана. В этих морях располагается обширная материковая отмель, краевой уступ которой отдалается от суши на 400 км в пределах Карского моря, откуда он простирается к востоку и проходит вблизи архипелага Северной Земли, а затем следует на расстоянии 100—150 км от берега вдоль северо-восточной оконечности Таймырского полуострова.

На площади материковой отмели, с хорошо выраженным подводным рельефом, помимо вышеуказанного архипелага, имеется много островов. Особенно много их по побережью Карского моря, что придает шхерный характер отдельным его участкам. Меньшее количество островов прослеживается вдоль побережья моря Лаптевых.

Береговая линия Таймырского полуострова весьма извилиста. Она очерчивает ряд заливов и фиордов, нередко глубоко вдающихся в материк, а также выступающие полуострова и мысы довольно сложной конфигурации.

На значительном протяжении вдоль побережья Таймыра прослеживается абразивный уступ приморской низменности высотой до 5—

10 м. Высота его несколько увеличивается на отдельных участках по восточному побережью полуострова. Нередко вдоль абразионного уступа протягивается песчано-гравийный, а иногда и песчано-глинистый пляж шириной до 5—15 м и более. Вблизи устьев рек полоса пляжа иногда расширяется и здесь появляются отмели и косы, затрудняющие подходы к берегу. Наблюдается большое количество впадин, значительная часть которых занята озерами, соединенными между собой сложной системой протоков.

ОЗЕРА

Территория Красноярского края богата озерами, сосредоточенными в пределах Западно-Сибирской и Северо-Сибирской низменностей, Средне-Сибирского плоскогорья, а также в системе Минусинских котловин и в их горном обрамлении.

В пределах Западно-Сибирской низменности много озер. Особенно богаты ими северные районы. Наиболее крупными озерами здесь являются: Советское, Маковское, Карасицкое, южнее — Дашкино и Налимье. Эти озера обычно мелководны, имеют округлую форму. Они образовались либо в связи с подпруживанием моренами, либо вследствие оттаивания погребенных льдов и вечной мерзлоты (озера термо-карстового происхождения). Многочисленные озера расположены также в пойме рек Енисея, Кети, Каса, Елогуя, Ангутихи, Турухана, Полая и др.

В Северо-Сибирской низменности насчитывается более ста крупных озер. Большинство из них возникло в результате подпруживания моренами, многие занимают дно долин выпахивания. Наиболее крупными озерами являются: Таймырское, Пясино, Портнягино, Кунчасалах, Сурута-Яму и др.

Озеро Таймыр вытянуто в северо-восточном направлении вдоль южных подножий хр. Бырранга. Оно является самым крупным водоемом Арктики и характеризуется обилием заливов. Наиболее крупными из них являются: западный — «Ледяная бухта», юго-западный — Юка-Яму, северо-восточный — Яму-Байкура и северный, из которого вытекает р. Нижняя Таймыра. На озере имеется несколько островов. Берега его крутые и высокие, местами превышают 150 м, обычно сложены моренным материалом. В озеро впадают реки Верхняя Таймыра, Юка-Тарида, Яму-Тарида, Сырута-Яму и Яму-Неры. Площадь озера резко изменяется вследствие большого колебания уровня воды. Озеро свободно ото льда только в течение 2,5—3 месяцев (июнь — сентябрь).

В пределах Средне-Сибирского плоскогорья многочисленные озера развиты в северной части. В южной и центральной частях, в бассейнах рек Нижней Тунгуски и Ангары озера обычно незначительны по размерам и встречаются очень редко.

В северной части плоскогорья выделяются две группы озер:

1) Норильско-Хантайская и бассейна рек Курейки, Нижней Тунгуски, Хеты и Котуя;

2) группа бассейна рек Котуя, Мойеро и Вилюя.

Норильско-Хантайская группа озер расположена в северо-западном углу Средне-Сибирского плоскогорья, в западных предгорьях хр. Путорана и Норильского плато. Озера вытянуты в широтном направлении и лежат в глубоких троговых долинах, образованных ледниками, спускавшимися с хр. Путорана. Моренные накопления создали здесь условия для образования озер, наиболее крупными из которых

являются Лама, Кита, Большое Хантайское и Глубокое. Кроме этих озер, в ледниковых долинах имеется большое количество мелких проточных озер, являющихся озеровидными расширениями реки. Высота берегов озер резко колеблется. На оз. Малом Хантайском много низких болотистых островов.

Группа озер бассейнов рек Котуя (средняя часть), Мойеро и Вилюя расположена в Эвенкийском национальном округе. Очертания озер разнообразны, встречаются озера округлой формы, на образование которых большое влияние оказала вечная мерзлота (термо-карстовые озера). Озера эти мелководны. К ним относятся Ессей, Воеволи, Томпоко, Амо, Хуринда, Эконда, Холяг-Воеволи, Адигу-Воеволи, Томпоко-Воеволи, Холю, Чиринда.

Озеро Ессей (Жессейское), расположенное в бассейне р. Котуя, имеет площадь около 300 км². Оно изобилует большим количеством заливов. Длина озера около 20 км, ширина 15 км. Максимальная глубина достигает 8 м. В озеро впадают реки Мырла, Сегмоян и Сардоннок. Уровень зеркала озера колеблется в пределах 1 м. Наиболее высокий уровень за последние годы держался в 1952 г. В 1953 и 1954 гг. уровень понизился. Озеро вскрывается в конце июня и замерзает в сентябре — начале октября.

В южной части Средне-Сибирского плоскогорья озера развиты главным образом в бассейне рек Усолки (приток Тасеевой), Тарая, Михайловское, Колона, Мангарек и др.

В Восточном Саяне наиболее интересны озера Большое Агульское, Медвежье, Пезинское, Манское, в Западных Саянах — Ойское, Анинское, Буйбинское и в бассейне р. Казыр — Можарская, Тиберкульская и Тридцатая группы озер. В бассейне р. Кизир насчитывается более 150 озер.

Большое Агульское горное озеро характеризуется большой глубиной, холодной и прозрачной водой и отвесными берегами. В озеро впадает около 20 речек с водопадами. Озеро Медвежье дает начало р. Озерной из системы р. Малого Агула. Оно образовалось на дне троговой долины, перегороженной конечными моренами. Ложе озера корытообразное. Берега более доступные — имеется шельф шириной от 10 до 300 м. Озеро Ойское, подпруженное моренами, имеет глубину около 100 м.

Можарская группа озер лежит у южного подножия хр. Крыжина, откуда стекают реки Можарка, Тюхтеты и Табрат. К югу от этой группы озер в долине р. Казыр расположены Тридцатые озера (Убинское, Хабалык, Таяты, Хомутиное, Окунево и др.), к северу много каровых озер, расположенных в хр. Крыжина. Можарская группа озер образована, по-видимому, в результате подпруживания моренными накоплениями. К этой группе следует отнести озера Щучье, Подгорное, Ельцово и около 30 мелких озер диаметром 0,2—0,3 км. Крупные озера этой группы неглубокие. Они насчитывают от 5 до 25 небольших островов. Наибольшую глубину имеет оз. Большой Тиберкуль (51 м). Дно его сложено крупными камнями, валунами и галечником, в полосе прибой — галечниками и песками, а иногда илами или глинами. К берегам вплотную подступает тайга, а долины соединяющих озера речек заболочены. Выступающие в озера мысы скалисты, состоят из метаморфических сланцев и мраморов. До глубины 4—5 м прибрежная часть озер обычно сильно зарастает, что особенно хорошо видно на Тридцатых озерах. В бассейне рек Табрат и Тюхтеты имеется около 20 мелких озер.

В Западном Саяне более 500 каровых озер насчитывается в бассейне рек Ана, Большого и Малого Абакана и Кантегира, где они располагаются на высотах 1600—1800 м.

Озера Минусинских котловин в большинстве случаев засолены из-за отсутствия стока. Наиболее изученными озерами этой группы являются Тагарское и Бейское.

Озеро Тагарское расположено в 12 км к югу от г. Минусинска и в 8 км от р. Енисея. Питание озера осуществляется за счет атмосферных осадков и подводных источников. Некоторые из них теплые. Размеры озера сильно колеблются в зависимости от количества выпадающих осадков и соответственно изменяется удельный вес и минеральный состав воды. На дне озера лежит однометровый слой лечебной грязи с запахом сероводорода. На берегу расположен курорт. Вода горько-соленая с хлоридно-сульфатно-натрово-магнезиальным составом. Общее содержание минеральных солей колеблется в пределах от 18300 до 23300 мг/л. Такой же характер имеет и оз. Бейское.

Между р. Енисеем, Кузнецким Алатау и Батеневским кряжем расположено свыше 30 мелких горько-соленых озер, также используемых в лечебных целях. Около 20 озер имеют проточную пресную воду. К пресным озерам относятся Малое, Большое, Линево, Инголь, Сарбаголь, Косоголь, Белое, а на юге — Черное и Иткуль, к горько-соленым — Шира, Беле, Учум (Конголь, Минголь), Джирим, Варча.

Озеро Шира расположено в 12 км от ст. Шира. Вода в нем имеет горько-соленый вкус с щелочной реакцией. Минерализация воды периодически менялась и увеличивалась с 17 тыс. мг/л в 1943 г. до 26 тыс. мг/л в 1953 г. По химическому составу воды озера относятся к сульфатно-хлористым натриево-магниево-железным водам. У дна озера, на глубине 21 м, минерализация воды увеличивается на 25%. На берегу расположен курорт. Вдоль берега имеется пляж.

Озеро Учум находится в межгорной котловине, в 38 км от ст. Ужур. В озеро впадают четыре источника, из них два минеральных. Вода озера горько-соленая, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая, содержит небольшое количество FeS_2 . Дно озера покрыто лечебной грязью. На берегу расположен курорт.

КЛИМАТ

Территория края размещается в основном в поясе умеренных широт (рис. 13) и отличается резко континентальным климатом.

В арктическом и субарктическом поясах располагается лишь самая крайняя северная часть края, охватывающая побережье морей Карского и Лаптевых. Южной границей арктического пояса следует считать линию, проходящую от устья р. Енисея до устья р. Хатанги; субарктического пояса — от г. Дудинки на р. Енисее к истокам р. Курейки и далее на восток до р. Вилюя.

Суточный ход климатообразующих факторов в арктическом поясе слабо выражен. В зимний период солнечная радиация здесь отсутствует. В зимнее время происходит выхолаживание воздуха, сопровождающееся ростом давления, оседанием воздуха в антициклоне и понижением облачности. Температуры зимой держатся в пределах от -20 до -35° , ветры слабые. Летом при незаходящем солнце приток тепла от солнца весьма значителен, но он существенно сокращается за счет увеличения облачности и развития туманов над тающими льдами и сне-

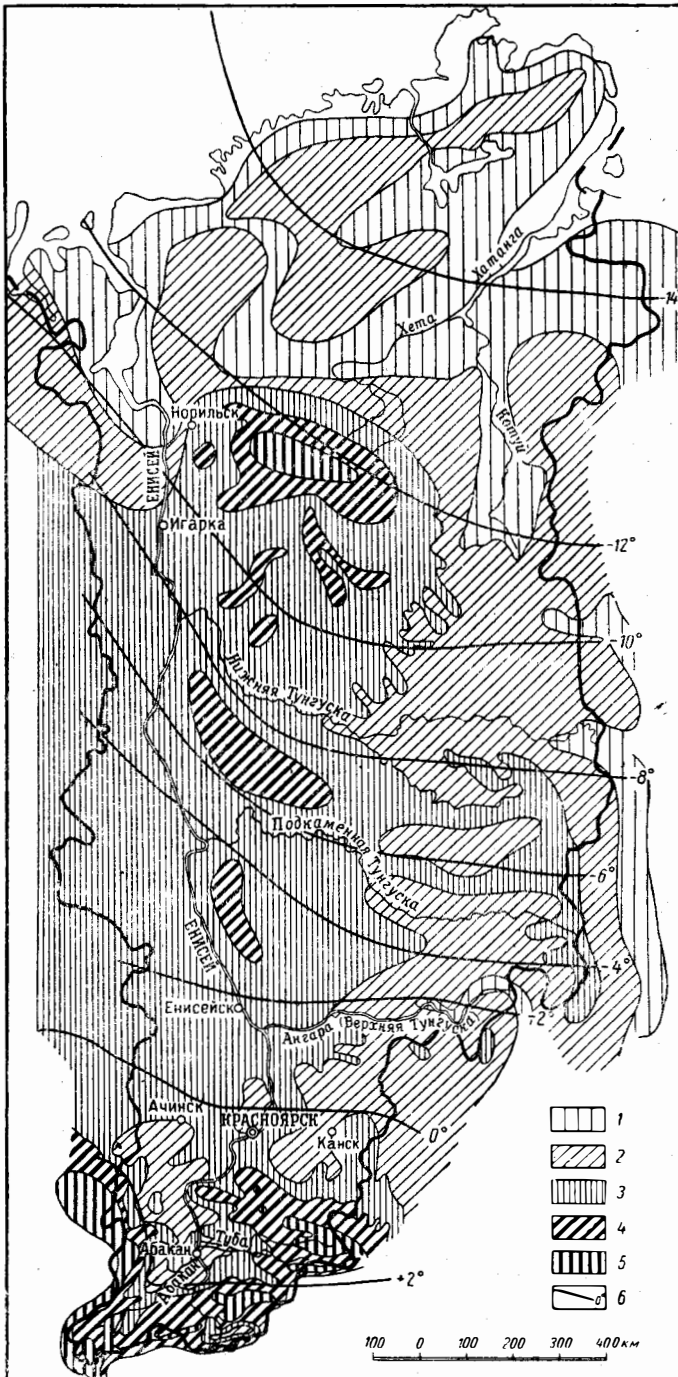


Рис. 13. Климатическая карта Красноярского края (составил Н. П. Бахтин)

Районы с осадками: 1 — от 200 до 300 мм; 2 — от 300 до 400 мм; 3 — от 400 до 600 мм; 4 — от 600 до 1000 мм; 5 — от 1000 до 1600 мм; 6 — изотермы среднегодовые

гами. Летние температуры у поверхности земли составляют всего 0—2° тепла. Циклоническая деятельность наиболее отчетливо выражена только вдоль побережья. Осадков выпадает около 100—200 мм за год.

В поясе умеренных широт в пределах края выделяются следующие климатические области: к западу от Енисея — Западно-Сибирская область, к востоку — район Средне-Сибирского плоскогорья, на юге — высокогорная область Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саянов, расчлененная системой межгорных котловин и холмистыми предгорными равнинами.

В области Западно-Сибирской низменности отмечаются сравнительно частые прохождения циклонов и фронтов с запада и северо-запада на восток. Эти циклоны к востоку постепенно окклюдируются. Над районом Средне-Сибирского плоскогорья, к востоку от р. Енисея, количество осадков постепенно уменьшается; здесь в связи с усилением сибирского антициклона наблюдается уменьшение облачности. В зимний период над Средне-Сибирским плоскогорьем в области антициклона развиваются глубокие инверсии температур на высоте 1—2 км над поверхностью земли.

На юг края атлантические циклоны нередко приходят окклюдированными и часто не дают в котловинах осадков, но при восхождении по склонам Западного и Восточного Саянов снова возрождаются и фронты восстанавливают свою активность, давая обильные осадки на наветренных склонах.

Формирование погоды в крае определяется состоянием циркуляции атмосферы: с одной стороны, расположением сибирского антициклона, с другой — направлением воздушных потоков по широте или меридиану.

При зональной циркуляции зимой на востоке, над Средне-Сибирским плоскогорьем и Монголией, возникает антициклон, который распространяется на запад. В результате этого над центральной и южной территорией края устанавливается безоблачная тихая морозная погода без осадков.

Циклонической деятельностью зимой наиболее часто бывают охвачены западные и северо-западные районы края. Циклоны редко проникают к восточным границам края, а адвективные процессы играют значительно меньшую роль. В это время особенно благоприятные условия создаются для усиления радиационных факторов. Летом осадки образуются преимущественно при западном или северо-западном типе циркуляции, в то время как при меридиональной циркуляции холодные массы воздуха при продвижении на юг и нагреванием осадков не дают, а часто даже вызывают суховеи и засухи. При меридиональной циркуляции тепло поступает с юга и холод с севера.

Давление воздуха. В летний период давление воздуха несколько понижено над территорией края, особенно над Эвенкийским национальным округом, и повышено над Карским морем и Северным Ледовитым океаном. Это создает условия для проникновения сюда арктического воздуха с относительно малой влажностью. При продвижении на юг арктический воздух быстро прогревается и теряет относительную влажность, хотя абсолютная влажность и повышается. На севере края в связи с обострением температурных различий между теплым континентальным и холодным арктическим воздухом циклоническая деятельность летом усиливается. При продвижении на юг арктический воздух хотя и трансформируется, но еще долго сохраняет черты арктического происхождения.

В зимний период над Эвенкийским национальным округом размещается высокое давление западной периферии азиатского антициклона. В условиях ясной и тихой погоды воздушные массы в антициклоне еще больше выхолаживаются и уплотняются, что вызывает приток воздуха на высотах и дальнейший рост давления у земной поверхности.

Наиболее высокие давления наблюдаются в бассейнах рек Нижней и Подкаменной Тунгусок, где образуется застой воздушных масс и неделями держится почти полное затишье. На севере континентальный азиатский антициклон смыкается с арктическим антициклоном. В годовом цикле в арктической области наиболее низкое давление отмечается в июле — октябре, высокое — в феврале — марте, на остальной территории края низкое — в июле, высокое — в январе или феврале.

Ветер. Расположение области высокого давления над Арктикой и низкого над Эвенкийским национальным округом севернее 60° вызывает летом северо-восточные ветры, которые под воздействием западно-восточной циркуляции переходят в северные, а в бассейне рек Подкаменной Тунгуски и Ангары — в западные. На юге края преобладают западные и юго-западные ветры. В зимний период направление воздушных потоков на большей части края преобладает в юго-западных румбах. При продвижении к северу ветры меняют свое направление на южное, а на крайнем севере — даже на юго-восточное. Наибольшее количество безветренных дней характерно для восточных районов (бассейны рек Ангары, Подкаменной и Нижней Тунгусок).

В арктическом поясе наблюдается существенная изменчивость направлений и скоростей ветра. Если в северо-западной части побережья Арктики преобладают ветры западного, юго-западного и южного направлений, то на северо-восточной окраине (р. Хатанга) они меняются на северо-восточные и юго-восточные. При этом скорость ветра также понижается от 7—9 м/сек на о-ве Диксон и у мыса Челюскина до 5—6 м/сек вблизи устья р. Хатанги. К югу, в глубь континента, скорости еще больше падают — до 5—6 м/сек у городов Дудинки и Игарки и до 4—5 м/сек у оз. Ессей. Наименьшие скорости ветра обычно бывают летом (в июле), наибольшие — зимой (декабрь), а в глубине континента дополнительно в марте и апреле. Максимальные скорости в это время довольно часто достигают 30—40 м/сек. На юге края ветреная погода удерживается весной и осенью. В октябре—ноябре на станциях, расположенных в котловинах, большие скорости ветра (более 15 м/сек) встречаются редко, а в горах — часто.

Температура воздуха. В связи с соответствующим расположением мощного антициклона наиболее низкие температуры в зимний период держатся над восточной частью Эвенкийского национального округа, где морозы от 45 до 65° сохраняются в течение двух-трех месяцев, особенно в районе Туры, Эконды и Ванавары. Застой воздуха и низкие температуры наблюдаются также в Минусинской котловине, иногда в течение одной-двух недель. Западная часть края зимой значительно теплее за счет часто проходящих циклонов, которые к востоку над территорией края проходят нередко в виде окклюзий, дающих повышение температур только в горных областях Западного и Восточного Саянов. Поэтому, например, зимой в Оленьей Речке, расположенной на высоте 1400 м, значительно теплее, чем в Минусинске.

Резкие контрасты изотерм наблюдаются на северо-западе края, вблизи устья р. Енисея (Дудинка, Туруханск), где зимой значительно теплее, чем даже на юге края. В летний период больших температур-

ных контрастов почти не наблюдается. Изотермы июля располагаются в широтном направлении, что указывает на постепенное и равномерное прогревание холодного воздуха, поступающего из Арктики.

Отклонение изотерм от широтных направлений к северу со сгущением их на правобережье прослеживается в бассейне р. Ангары, левобережная часть р. Ангары оказывается более теплой. Теплые очаги с замкнутыми изотермами июля отмечаются в районе городов Канска и Красноярска, а также в Минусинских котловинах, где наблюдается прогрев воздуха на дне котловин. Такое потепление идет за счет ниспадающих с гор фоновых теплых воздушных потоков, отдающих свои осадки на западных склонах.

Наиболее сильные морозы зимой держатся в декабре и январе, а в Эвенкийском округе — в феврале. Низкие температуры в январе устанавливаются на северо-востоке Эвенкийского национального округа, куда подходит отрог очага холода, расположенного над Якутией. На северо-западе края изотермы проходят почти меридионально. Южнее р. Нижней Тунгуски изотермы следуют в почти широтном направлении с некоторым отклонением на юго-восток. На юге выделяется очаг холода с ядром над Минусинскими котловинами.

Весна на юге края наступает в середине марта — начале апреля, в то время как на Таймыре — только в конце мая. Абсолютный минимум температуры за последние годы наблюдался в 1931 и 1947 гг. В 1931 г. на большей части края морозы достигали $55-63^{\circ}$. Абсолютный максимум температуры воздуха из года в год менялся мало; в центральной части края он достигал $32-33^{\circ}$ в 1942—1943 гг., а в Минусинских котловинах — $34-46^{\circ}$ в 1945 г. Очень высокие температуры иногда наблюдаются в Эвенкийском национальном округе, где лето довольно жаркое.

Осадки. Количество выпадающих осадков по территории края распределяется очень неравномерно. Распределение их зависит, с одной стороны, от циркуляции воздуха и от распределения температур, с другой — от рельефа.

Наблюдается общее уменьшение годового количества осадков к востоку от р. Енисея и одновременно к северу от 64° с. ш. и к югу от 58° с. ш. Уменьшение осадков к северу связано с уменьшением влажности воздуха, поступающего из Арктики, в то время как к югу оно вызывается повышением уровня конденсации осадков прогретых воздушных масс.

В течение года выпадение осадков идет неравномерно. За зимний период выпадает 20—25% осадков с уменьшением их к востоку. Зимой наибольшее количество осадков выпадает в ноябре—декабре, а наименьшее — в феврале (5—20 мм).

Увеличение роли зимних осадков до 30% от годового количества отмечается на северо-востоке края, где усиливается влияние циклонической деятельности со стороны Баренцева и Карского морей. Всего за зимний период на юге края в Минусинских котловинах выпадает 30—50 мм, в центральной полосе — от 50 до 90 мм и далее к северу, в районе городов Енисейска и Туруханска, — более 100—120 мм.

Летом под влиянием циклонической и фронтальной деятельности количество осадков увеличивается в 4—6 раз по сравнению с зимним периодом. Наибольшее количество их выпадает в августе: от 40 до 80 мм; в горах — от 130 до 200 мм. Большое количество осадков отмечается в июне и июле за счет частых гроз.

Максимальное суточное количество осадков уменьшается с юга на север. Так, например, один раз в 10 лет наибольшее суточное количество осадков у городов Красноярска и Минусинска составляет 48—50 мм, у сел. Казачинска и г. Енисейска — 42—43 мм. В горных областях Западного Саяна (Оленья Речка) оно достигает 118 мм/сутки, в г. Минусинске — 60 мм/сутки, а в г. Красноярске в 1946 г. составило 94 мм/сутки. Сильные ливни отмечаются в горах Енисейского кряжа и Путорана.

Количество дней с осадками увеличивается с юга на север, вместе с тем уменьшается и их интенсивность. Количество дней с осадками 0,1 мм/сутки и более летом у г. Минусинска составляет 12—14 дней, у г. Красноярска — 12—15 дней, у г. Енисейска — 14—18 дней в месяц. В горных районах количество их увеличивается на 50—100%.

Снеговой покров. Продолжительность снегового покрова на крайнем севере края (Таймырский полуостров) более 260 дней, у Полярного круга 240—250 дней, близ устья рек Подкаменной Тунгуски и Ванавары 200 дней, у г. Енисейска, близ селений Богучаны и Кежма, около 180—190 дней; далее к югу, в таежной местности 170—180 дней, а в лесостепи (Ачинской, Красноярской и Канской) от 150 до 170 дней.

В Хакасской и Минусинской степях снеговой покров держится около 120—140 дней, но в отдельные годы он настолько мал, что из-за недостатка выпадающих осадков санный путь не устанавливается совершенно. В горных областях Западного и Восточного Саянов снеговой покров держится до 200—240 дней, а в отдельные годы и до 300 дней. Высота снегового покрова достигает 90 см по левобережью р. Енисей, между г. Енисейском и сел. Верхне-Имбатским. На большей части края снежный покров имеет высоту в таежной зоне 50—70 см, в лесостепной 40—60 см, в степной 10—30 см и в Таймырской тундре 15—20 см; в Саянских горах мощность его достигает 1,5—2 м. Плотность снега мало меняется по территории и колеблется в пределах 0,17—0,28. Меньшую плотность снег имеет в тайге и большую в степных и лесостепных районах. Значительно большая плотность снега наблюдается на побережье Карского моря и в зоне тундры, где часты метели и пурги.

Появление снежного покрова на крайнем севере края отмечается в середине сентября, у г. Туруханска и сел. Тура — в III декаде сентября, вблизи устья Подкаменной Тунгуски — 13 октября, у устья Кежмы — в III декаде октября, у городов Канска и Красноярска — в конце октября, у городов Минусинска и Абакана — в конце октября — начале ноября. Сход снегового покрова весной заканчивается на юге в Минусинских котловинах в начале апреля — конце марта, у городов Красноярска и Канска в конце апреля, у г. Енисейска и сел. Кежмы в начале мая, у сел. Ярцево в середине мая, у сел. Туруханска и пос. Туры в конце мая, на побережье Карского моря в конце июня. В горах сход снегового покрова заканчивается на 5—6 дней позднее на каждые 100 м подъема высоты, чем на нижележащих высотах. На высоте более 1400 м таяние снега в горах Западного Саяна заканчивается в середине июня, т. е. на 2 месяца позднее, чем в Минусинских котловинах.

На северных склонах снег сходит примерно на 15 дней позднее, чем на южных; это же отмечается в лесу по сравнению с открытыми участками. Метели на юге края наблюдаются в феврале и марте, на крайнем севере они наиболее сильны.

В горах Западного и Восточного Саянов снеговая линия лежит на высоте 2000—2800 м. Здесь же на высоте 2500 м местами отмечаются снега перелетки и даже ледники. Это же наблюдается и на теневой (северной) стороне гор хр. Путорана на высоте 800—1000 м. Ледник на хр. Бырранга лежит на высоте 600—800 м над уровнем моря.

Температура почвы. На большей части территории края развита вечная мерзлота. Сплошная мерзлота занимает территорию к северу от р. Нижней Тунгуски. Оттаивание верхнего слоя почвы здесь не превышает 20—30 см, а температура на глубине 0,2 м в июле—августе на Таймыре едва достигает 0,5°. Южнее, в бассейне р. Подкаменной Тунгуски и на правом берегу р. Ангары, талики преобладают над развитием вечной мерзлоты, а слой заморозки и оттаивания повышается до 1,5—2 м. Вечная мерзлота по левобережью р. Енисей встречается лишь севернее р. Подкаменной Тунгуски. На юге вечная мерзлота появляется только в горах Западного и Восточного Саянов. Проморозание почвы южнее г. Енисейска и Минусинской котловины достигает 2,5—3 м.

ПОЧВЫ

В пределах Красноярского края развиваются различные типы почв. На юге территорию края покрывает пестрая мозаика горных ландшафтов Восточного и Западного Саянов, Кузнецкого Алатау и их многочисленных отрогов, ограничивающих обширную систему Минусинских котловин. Здесь распределение почв подчинено вертикальной и широтной зональности. В горных районах на юге края выделяются почвы горно-тундровые, горно-луговые, горные дерново-подзолистые, черноземы, каштановые, солонцы и солонцовые, солончаки и солончакковые, лугово-болотные, болотные, почвы речных долин, слабо развитые щепнистые, горно-лесные серые и горно-лесные дерново-карбонатные.

Севернее расположены островные лесостепи (Ачинская, Красноярская и Канская). Для них типичны серые лесные почвы, черноземы, лугово-степные, лугово-болотные почвы, солонцы, пойменные мало-мощные эродированные и песчаные почвы. На юге распространение этого типа почв ограничено горными ландшафтами, а на севере они переходят в зону тайги.

Зона тайги покрывает большую часть территории края и подразделяется на подзоны. Южная подзона тайги граничит на юге с островными лесостепями и горной тайгой, а на севере — с центральной подзоной. Почвообразование в западной части подзоны протекает преимущественно под пихтово-елово-кедровыми лесами, а в восточной части — под лиственничными, кедрово-пихтовыми и кедрово-лиственничными лесами. Преобладающими почвами здесь являются на западе подзолистые, дерново-подзолистые, болотно-подзолистые и болотные, а на востоке дерново-подзолистые на древних элювиально-делювиальных отложениях, а также супесчаные и песчаные дерново-подзолистые, горно-подзолистые и перегнойно-карбонатные.

Подзона средней тайги расположена между Полярным кругом и шестидесятой параллелью. На водоразделе между реками Тазом и Енисеем развиты легкие песчаные и супесчаные подзолистые и дерново-подзолистые почвы, а также крупные массивы торфяников и торфяно-глебовых почв. На правом берегу р. Енисей и в нижнем течении рек Подкаменной и Нижней Тунгусок развиты суглинистые и глинистые дерново-подзолистые, местами заболоченные почвы. Обширная область

среднего и верхнего течения Тунгусок покрыта преимущественно дерново-подзолистыми маломощными почвами, развивающимися на элювиально-делювиальных отложениях, в различной степени заболоченных.

Подзона редкостойной северной тайги граничит на севере с зоной лесотундры. Здесь преобладают в различной степени заболоченные подзолистые и дерново-подзолистые маломощные почвы, а в горных районах сильно щебнистые. Большие площади заняты также горными тундрами (горы Путорана). На левобережье р. Енисея преобладают легкие по механическому составу дерново-подзолистые и болотные почвы.

К северу от подзоны редкостойных лесов лежит лесотундра. На плоских водоразделах под сфагнумовыми мхами образуются болотные почвы, а по склонам развиваются оподзоленные почвы с глеевым горизонтом. Для левобережья Енисея характерны легкие заболоченные почвы.

Север края занимают типичная и арктическая тундра. Типичная тундра на юге смыкается с лесотундрой, а на севере переходит в арктическую. В ней широко распространены болотные почвы. Супесчаные и песчаные разности имеют признаки оподзоленности, а глинистые и суглинистые обычно заболочены. В южной части под зарослями тундровых кустарников развиваются торфянисто-глеевые почвы. Подчиненное место в тундровом ландшафте занимают луга, приуроченные к хорошо дренируемым участкам рельефа, на которых формируются почвы с развитым гумусовым горизонтом, но со следами заболачивания. На плоскогорье Бырранга распространены горно-тундровые почвы.

Северную часть Таймырского полуострова и острова Арктики занимает арктическая тундра. Ее южная граница следует от Гыданской губы к р. Енисею несколько севернее р. Гальчихи и далее вдоль р. Верхней Таймыры к Хатангскому заливу. В этой области относительно хорошо дренируемые возвышенные элементы рельефа покрыты примитивными незаболоченными почвами. Для увлажненных участков характерны полигональные почвы.

Большое разнообразие типов почв Красноярского края отражает сложное сочетание факторов почвообразования с отчетливо выраженной широтной и вертикальной зональностью. Описание их можно найти в работах М. В. Кириллова, С. А. Коляги и др.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

За годы Советской власти народное хозяйство Красноярского края получило огромное развитие. Особенно интенсивно развивалась промышленность края, прежде всего крупная. Объем валовой продукции крупной промышленности в крае в 1958 г. по сравнению с уровнем 1913 г. возрос в 164 раза, валовая продукция всей промышленности края за 1940—1958 гг. увеличилась в 6,7 раза, а за период 1950—1958 гг. — в 2,4 раза.

Развитие народного хозяйства здесь сопровождалось значительным увеличением населения.

Административный и хозяйственный центр края — город Красноярск. После него крупнейшими городами являются Норильск, Канск, Абакан, Ачинск, Минусинск, Заозерный, Енисейск, Черногорск, Дудинка, Игарка. К категории городов относятся также Ужур, Боготол, Иланский, Артемовск.

К крупным населенным пунктам Красноярского края с развитой промышленностью следует отнести Назарово, Маклаково, Сору и др.

Основной железнодорожной магистралью края является реконструированная за годы Советской власти Транссибирская железная дорога. В ближайшие годы будет закончена электрификация дороги, что значительно увеличит ее пропускную и провозную способность.

Кроме этой магистрали, действует железная дорога Ачинск—Абакан. В 1957 г. вступил в эксплуатацию очередной участок Южно-Сибирской железнодорожной магистрали между Сталинском и Абаканом.

В настоящее время осуществляется строительство железных дорог Решеты—Богучаны, Ачинск—Абалаково, Красная Сопка—гора Горячая, Абакан—Тайшет. Весьма важной задачей является строительство железной дороги Абалаково—Усово (Нижне-Ангарск).

Значительные перевозки осуществляются в крае речным транспортом. С 1940 по 1958 г. перевозки грузов речным транспортом в Красноярском крае по отправлению и прибытию по весу увеличились более чем в 5 раз. Подавляющая часть грузов перевозится по р. Енисею, меньшая часть по рекам Ангаре, Подкаменной и Нижней Тунгускам, а также малым рекам—Абакану, Большому Питу, Тубе, Чулыму, Кану, Тасеевой.

Основные перевозки по р. Енисею производятся между г. Красноярском и портом Дудинка, городами Красноярском и Минусинском. Большую часть навигационного периода осуществляется судоходство между г. Красноярском и пос. Богучаны на р. Ангаре. Районы, тяготеющие к Транссибирской железнодорожной магистрали и находящиеся в южной части края, имеют довольно развитую сеть автомобильных путей сообщения. Красноярск связан автомобильными путями с Енисейском, Ачинском и Канском. Ачинск связан автомобильными дорогами с Абаканом, Минусинском и Черногорском, а также с районным центром Бирилюсы. От г. Минусинска до г. Кызыл (Тувинская автономная область) проложен Усинский автомобильный тракт. Из района Заозерный—Канск проложены автомобильные пути до районных центров Агинское, Партизанское, Тасеево, Абан, Долгий Мост. Перечисленные районные центры связаны автомобильными дорогами с рядом населенных пунктов внутри районов.

Ряд отраслей тяжелой промышленности края имеет общесоюзное значение. К таким отраслям относятся машиностроение и металлообработка, цветная металлургия, черная металлургия, химическая и угольная промышленность, лесобработка.

Отрасли промышленности, производящие средства производства в Красноярском крае, составляют подавляющую часть по валовой продукции, численности трудящихся и стоимости основных средств производства. В структуре тяжелой промышленности края основное место занимают цветная металлургия, машиностроение и металлообработка, деревообрабатывающая промышленность, добыча угля.

Одна из наиболее развитых отраслей промышленности—цветная металлургия—получила значительное развитие на крайнем севере края—в Норильском промышленном районе, где осуществляется полный цикл производства цветных металлов. На юге края в Батеневском кряже на Сорском молибденовом комбинате осуществляется производство молибденового концентрата, а вблизи него на Туимском горнообогатительном предприятии—молибденовой и медной продукции. В этом же районе эксплуатируется Юлинское предприятие, производя-

щее медный и полиметаллический концентраты. На крайнем юге размещается Маинское горнообогатительное предприятие, на котором осуществляется производство медного, цинкового и пиритового концентратов.

В Удерейском районе, в Северо-Ангарском горнопромышленном управлении, производится добыча и переработка сурьмы с получением конечной продукции.

Возможности развития цветной металлургии в Красноярском крае далеко не исчерпаны. Здесь получают развитие как уже имеющиеся, так и новые, главным образом энергоемкие, отрасли цветной металлургии.

Значительное место в промышленном производстве края занимают отрасли машиностроения и металлообработки. В Красноярске получает дальнейшее развитие сельскохозяйственное машиностроение.

Огромные запасы высококачественной древесины обеспечили развитие в крае лесозаготовительной и деревообрабатывающей промышленности. Основные лесозаготовки сконцентрированы на нижнем участке течения р. Ангары и по ее притокам, а также на юге края в пределах Хакасской автономной области. Лесобрабатывающая промышленность края развита в районе Маклакова—Енисейска. Здесь действует крупный Маклаковский лесопильно-деревообрабатывающий комбинат. Осуществляется строительство Ново-Маклаковского и планируется строительство Енисейского лесопильно-деревообрабатывающих комбинатов. Три лесоперерабатывающих предприятия находятся в г. Красноярске и одно — в г. Канске. На юге края действуют Усть-Абаканский лесозавод и Черногорский деревообрабатывающий комбинат, на севере — Игарский лесокомбинат.

На базе деревообработки в крае получила развитие лесохимическая промышленность. Гидролизные заводы размещаются в городах Красноярске, Канске и Усть-Абакане.

В г. Красноярске осуществляется строительство целлюлозно-бумажного комбината. Лесохимическое производство получает в ближайшие годы развитие в Маклаково-Енисейском районе. В этом районе планируется строительство целлюлозно-бумажного комбината, предприятий по производству картона и некоторых других.

В послевоенный период в Красноярском крае получили некоторое развитие химическая промышленность, черная металлургия и железорудная промышленность.

Химическая промышленность в основном концентрируется в г. Красноярске. Здесь действуют завод синтетического каучука, предприятие, производящее цинковые белила, эмалевые и твердые краски, фабрика фотобумаги.

В последние годы на юге края введен в эксплуатацию ряд железорудных месторождений. В 1957 г. вступил в эксплуатацию Абаканский рудник на Абаканском железорудном месторождении. Строится рудник на Тейском месторождении. Оба рудника должны снабжать железорудным сырьем черную металлургию Кемеровской области. В этих же целях планируется ввести в эксплуатацию Анзасское железорудное месторождение.

Рост производительных сил Красноярского края и потребность в энергетических углях обусловили значительное развитие угольной промышленности, обладающей колоссальными возможностями. Добыча угля в крае осуществляется на Ирша-Бородинском, Назаровском, Черногорском и Норильском месторождениях. Резервы угольной промыш-

ленности в крае позволяют отказаться от ввоза подавляющего количества углей.

На Ирша-Бородинском и Назаровском месторождениях добыча угля осуществляется открытым способом. Большие возможности для перевода к открытой добыче углей имеются в Минусинском угольном бассейне.

Индустриализация края, значительный объем капитальных вложений в новое промышленное строительство вызвали большое развитие промышленности строительных материалов и строительной индустрии.

В г. Красноярске действуют цементный завод, комбинат асбошиферных изделий, несколько кирпичных заводов, асфальтобетонный завод, шлакоблочно-известковый завод, графитовая фабрика; осуществляется строительство завода железобетонных и гипсовых изделий. Близ г. Красноярска действует стеклозавод, строится крупный карьер минеральных строительных материалов.

В г. Ачинске работает кирпичный завод.

На юге края имеются: комбинат строительных материалов и кирпичный завод в г. Черногорске; алебастровый завод в Усть-Абаканском районе; кирпичные заводы в пос. Сора, сел. Шушенском, пос. Усть-Абакане, г. Абакане, пос. Абаза. В последнем имеется также бетонный завод.

Вдоль Сибирской железнодорожной магистрали предприятия строительных материалов размещаются: в городах Заозерном и Канске — кирпичные заводы, на ст. Клюквенная — завод огнеупоров, в г. Уяр и на ст. Балай — керамические заводы, на ст. Громадская — каменный карьер. В Заозерном работает слюдяная фабрика.

В крае действует ряд предприятий легкой промышленности. В Канске построен и расширяется крупный хлопчатобумажный комбинат. В Красноярске, Ачинске, Канске, Абакане и в других крупных центрах сосредоточены небольшие швейные фабрики и предприятия по производству обуви. В г. Красноярске строится текстильный комбинат.

При рассмотрении размещения промышленности в крае можно выделить несколько промышленных узлов.

Наиболее значительным по развитию промышленности является Красноярский промышленный узел. Здесь, как это отмечалось, наибольшее развитие получило машиностроение, химическая промышленность, черная металлургия, лесобработывающая промышленность, промышленность строительных материалов, цветная металлургия, легкая и пищевая промышленность.

В пределах этого узла имеются значительные перспективы для дальнейшего развития промышленности, в особенности энергетики и цветной металлургии.

Красноярский промышленный узел размещается в зоне лесостепи, где относительно хорошо развито сельскохозяйственное производство. Промышленный узел оказывает влияние на специализацию сельского хозяйства; последнее вблизи г. Красноярска носит преимущественно картофеле-овощеводческое направление. Здесь развито, кроме того, молочное животноводство, значительны также посевы зерновых.

Красноярский промышленный узел имеет развитые производственные связи с другими узлами. В г. Красноярске подвергается дальнейшей обработке некоторая часть продукции Норильского промышленного узла. Из Канского промышленного узла ирша-бородинские угли направляются для предприятий и энергетики Красноярского узла. Зна-

чительно возрастают производственные связи Красноярского узла с Ачинско-Ужурским промышленным узлом. Электроэнергия Красноярской ГЭС в ближайшее время будет поступать во многие районы края.

Река Енисей является мощной речной транспортной магистралью, обеспечивающей транспортные связи Красноярского узла с Нижне-Ангарским, Норильским и Абакано-Минусинским промышленными узлами.

В Канский промышленный узел входят города Канск, Заозерный и прилегающие к ним районы. В этом промышленном узле уже в настоящее время развиты угольная промышленность, машиностроение, легкая промышленность, производство строительных материалов, гидролизная промышленность. В ближайшие годы здесь особенно возрастает угледобывающая промышленность, а на ее базе—теплоэнергетика. Этот узел имеет тесные производственные связи с Красноярским промышленным узлом. В перспективе Канский промышленный узел должен стать основной топливной базой Красноярского узла.

Канский узел размещается в зоне лесостепи с развитым сельскохозяйственным производством, специализированным в основном на зерновых культурах и животноводстве. Расположен он на Транссибирской железнодорожной магистрали. С сооружением железной дороги Абакан—Тайшет и ветки Саянская—Клюквенная установится непосредственная транспортная связь с Абакано-Минусинским промышленным узлом.

Ачинско-Ужурский промышленный узел включает г. Ачинск, ст. Критово, пос. Назарово и Шарыповский район. Узел имеет большие перспективы промышленного развития. В г. Ачинске создается мощное глиноземно-цементное производство. В районе Назарово получит значительное развитие угольная промышленность. Промышленный узел является районом сосредоточения мощной теплоэнергетики. В районе Назарово уже строится теплоэлектростанция мощностью на 1,2 млн. квт. Крупная тепловая электростанция будет построена в г. Ачинске.

Ачинско-Ужурский промышленный узел имеет хорошо развитое сельское хозяйство, специализирующееся главным образом на производстве зерновых культур. Районы этого узла занимают значительный удельный вес в крае по заготовке зерновых, чему в огромной степени способствовало освоение целинных и залежных земель.

Город Ачинск в ближайшие годы станет крупным железнодорожным узлом. Река Чулым, пересекающая промышленный узел, является крупным водисточником и вниз от г. Ачинска используется в целях судоходства.

Производственные связи Ачинского промышленного узла в ближайшее время с развитием промышленности Красноярского и Нижне-Ангарского промышленных узлов сильно возрастут.

На юге края формируется новый крупный промышленный узел—Абакано-Минусинский. Значительное развитие здесь в ближайшие годы получит Сорский комбинат, в перспективе создадутся необходимые условия для создания мощного молибденового комбината, продолжится эксплуатация Туимского и Юлинского горнообогатительных предприятий.

Абакано-Минусинский район специализируется на добыче железных руд и производстве концентратов для черной металлургии. Объем промышленного производства здесь значительно возрастет в ближай-

шие годы с развитием работ на Абаканском месторождении, окончанием строительства Тейского рудника и освоением Анзасского месторождения.

Абакано-Минусинский узел имеет хорошие транспортные связи с Красноярском и Кемеровской областью. Планируется соединение узла транспортными сетями с Иркутской областью. Развитие транспортных связей предопределяет промышленное развитие Абакано-Минусинского узла.

В районе узла сильно развито сельскохозяйственное производство. В колхозах выращиваются овоще-бахчевые культуры. Успешно развивается садоводство. Создается значительное орошаемое земледелие. К числу крупных инженерных оросительных систем относятся Уйская и Уйбатская. Развита овцеводство и мясное животноводство. Значительное место занимают посевы зерновых культур, в особенности по правобережью р. Енисей. В настоящее время получила довольно значительное развитие лесная и деревообрабатывающая промышленность.

В Нижне-Ангарском промышленном узле, в состав которого входит территория района Енисейск—Маклаково—Абалаково и нижнего участка р. Ангары, деревообрабатывающая промышленность в ближайшие годы получит исключительно большое развитие. В этом узле будет создан ряд новых отраслей, связанных с переработкой древесины.

В перспективе данный узел, помимо деревообработки, будет специализироваться на производстве легких цветных и черных металлов, а также огнеупоров для черной металлургии.

Транспортные связи узла резко усилятся с окончанием строительства железной дороги Ачинск—Абалаково и сооружением дороги Абалаково—Усово. Современная транспортная сеть узла представлена мощной речной системой р. Енисей.

На севере края размещается мощный Норильский промышленный узел. Центр узла Норильск—современный благоустроенный город. Здесь имеются значительные перспективы развития промышленного производства. Транспортные связи осуществляются в основном по р. Енисею. Город Норильск связан с портом Дудинкой железной дорогой. Имеет основные производственные связи с Красноярским промышленным узлом. Значительным деревообрабатывающим центром на севере края является г. Игарка, имеющий производственные связи с Нижне-Ангарским промышленным узлом.

В размещении сельскохозяйственного производства на территории Красноярского края можно выделить несколько основных районов.

Один из основных районов развитого сельского хозяйства размещается на западе края, вдоль железной дороги Ачинск—Абакан, в административных районах, тяготеющих к населенным пунктам и железнодорожным станциям Ачинск, Назарово, Ужур, Шира. С освоением целинных и залежных земель эти районы в основном специализируются на производстве зерновых культур.

Другой важный сельскохозяйственный район размещается на юге края по правобережью р. Енисей. В этом районе производится значительное количество зерновых культур, развито бахчеводство и садоводство.

В Хакасской автономной области важнейшее значение имеет животноводство—овцеводство и разведение крупного рогатого скота. Здесь же развито поливное полеводство.

Значительное место в сельскохозяйственном производстве занимают районы, находящиеся в зоне Канской лесостепи, — Партизанский, Уярский и др.

Сельское хозяйство широко развито вблизи г. Красноярска — западнее и севернее его. С ростом г. Красноярска эти районы наряду с производством зерна будут специализироваться на производстве овощей, картофеля, молочных продуктов.

Сельское хозяйство в Красноярском крае имеет важнейшее значение для всей Сибири. Наряду с удовлетворением собственной потребности в хлебопродуктах Красноярский край в значительной степени обеспечивает зерновыми многие районы, расположенные к востоку.

Красноярский край имеет значительные производственные связи с соседними, главным образом с западными, областями. Красноярские угли вывозятся во многие области, вплоть до Средней Азии.

Железная руда в настоящее время с Абаканского месторождения, а вскоре с Тейского и впоследствии и с Анзасского месторождений будет направляться для металлургического производства в Кемеровскую область.

Продукция машиностроения из края поступает во многие районы страны. В Красноярский край из других районов Союза поступают металл, продукция машиностроения, химической, легкой и пищевой промышленности.

С развитием народного хозяйства Красноярского края производственные связи его с другими районами страны будут неуклонно возрастать.

Основными направлениями в перспективном развитии промышленности края является производство легких цветных металлов, тяжелых цветных металлов, чугуна, стали и проката, химической продукции, продукции деревообработки, машиностроения, стройматериалов и некоторых других отраслей.

В ближайшие годы продолжится освоение целинных и залежных земель, что позволит еще более развивать сельскохозяйственное производство.

Важнейшим условием развития народного хозяйства края и специализации промышленности на производстве энергоемкой продукции являются колоссальные гидроэнергетические ресурсы края. Красноярский край концентрирует 13,6% общесоюзных гидроэнергетических ресурсов. Потенциальные гидроэнергетические ресурсы края достигают 406 млрд. т, или свыше 46 млн. кВт мощности.

В ресурсах гидроэнергии Красноярского края ведущее место занимает р. Енисей, на котором в настоящее время ведется сооружение крупнейшей в СССР Красноярской гидроэлектростанции. Огромные мощности и производство электроэнергии в Красноярском крае сочетаются с ее исключительной дешевизной. Это обстоятельство, а также наличие многих необходимых видов минерального сырья на территории края предопределяет огромное развитие его промышленности и прежде всего энергоемких отраслей.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ

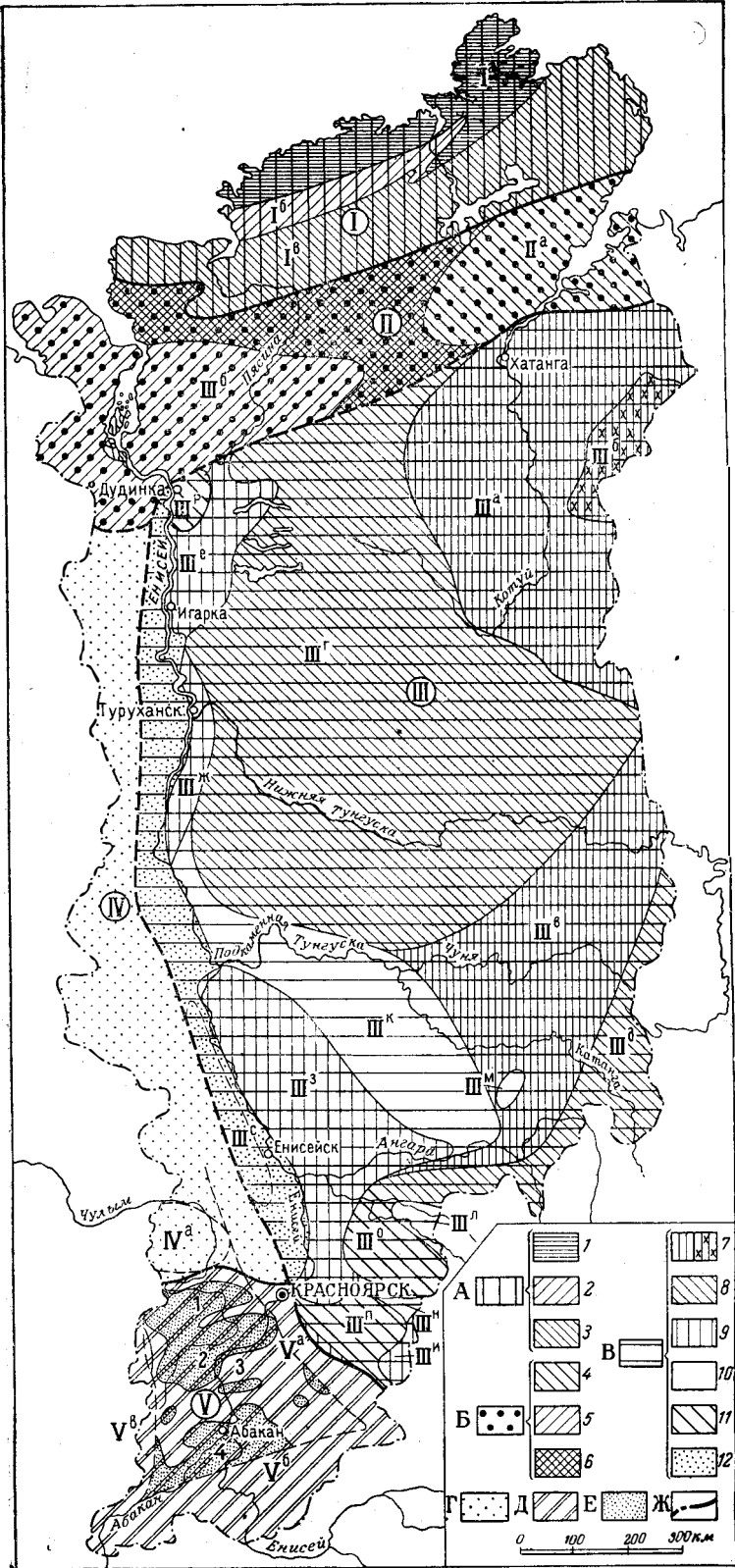
Геологическое строение Красноярского края весьма неоднородно (рис. 14). На крайнем севере находится Таймырская складчатая область (I), отделенная обширным Енисейско-Ленским прогибом (II) от расположенной южнее древней Сибирской платформы (III). Последняя входит в пределы края только западной частью. Вдоль долины р. Енисея она граничит с эпипалеозойской Западно-Сибирской платформой, заходящей на территорию края лишь восточной окраиной. На юге Красноярского края размещается сложно построенная восточная часть Саяно-Алтайской складчатой области. Таким образом, в его пределах сосредоточен ряд крупных геологических структур, различных по своей морфологии и истории образования. Каждая из них имеет сложное внутреннее строение.

Таймырская складчатая область включает разновозрастные складчатые структуры, образующие в общем плане пологую дугу, обращенную выпуклостью на юго-восток. Наиболее древние протерозойские складчатые структуры сосредоточены на севере Таймырского полуострова вдоль берегов Карского моря (Ia). Сравнительно узкая полоса кембрийских складок (Iб) отделяет древние структуры северной части Таймырского полуострова от расположенных южнее герцинских складчатых структур (Iв). Последние на юге погружаются под осадочный чехол, представленный отложениями мезозоя и кайнозоя, входящими в состав Енисейско-Ленского прогиба.

Енисейско-Ленский прогиб также неоднороден и распадается на две части: восточную и западную. Восточная часть прогиба известна под названием Хатангской (IIa), западная — Усть-Енисейской (IIб) впадин. В области правобережья р. Пясины обе впадины разделены предполагаемым Дудыктинским поднятием (IIв). В строении прогиба принимают участие главным образом юрские и меловые отложения.

Сибирская платформа в пределах территории края включает западную часть Анабарской антеклизы (IIIa) и ее кристаллического ядра, обычно именуемого Анабарским массивом, или щитом (IIIб), Тунгусскую синеклизу, разделенную Катангской антеклизой (IIIв) на две части: северную — Курейскую (IIIг) и южную — Ванаварскую (IIIд), а также систему краевых поднятий, обрамляющих платформу на западе и юго-западе: Хантайско-Рыбнинское (IIIе), Туруханское (IIIж), Енисейское, обычно называемое просто Енисейским кряжем (IIIз), и Протеросаянское (IIIи)¹. Далее, в пределах платформы обособляются структуры: на юге — Восточно-Енисейское поднятие, или восточный склон Енисейского поднятия (IIIк); неясно отделенные от Ванаварской

¹ Туманшетская и Койско-Идарская зоны. См. раздел «Тектоника Восточного Саяна».



синеклизы Чуно-Бирюсинским поднятием (IIIл), Канско-Ангарская (IIIо) и Рыбинская (IIIн) впадины, с разделяющим их слабо очерченным Канским поднятием, или валом (IIIн); более мелкие структуры: Чадобецкое поднятие (IIIм), Норильская мульда (IIIр) и др.

В пределах Сибирской платформы отчетливо выделяются древний складчатый фундамент, выступающий на Анабарской антеклизе и в зоне краевых поднятий, и залегающий на нем осадочный чехол, представленный осадками кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской, каменноугольной, пермской, триасовой и юрской систем. На обширных пространствах Сибирской платформы породы осадочного чехла лежат с небольшими углами наклона и обнаруживают более или менее резкие дислокации лишь в частных структурах, где спокойное, местами почти горизонтальное залегание слоев осложняется. В области Анабарской антеклизы в состав осадочного чехла, залегающего резко несогласно на подстилающих гнейсах и мигматитах архея, входят также верхнепротерозойские отложения (синийский комплекс). По данным Н. С. Зайцева (1954), П. Е. Оффмана (1956), выступающие в бассейне р. Чадобца и по р. Терина метаморфизованные породы докембрия без видимого несогласия, но с явным стратиграфическим перерывом перекрываются нижнекембрийскими отложениями. Таким образом, в этом районе синийские отложения входят в состав осадочного чехла платформы.

Совсем иначе выглядят соотношения между фундаментом и чехлом в полосе, прилегающей к зоне краевых поднятий, расположенных на западе Сибирской платформы. Эта зона представляет западную часть обширной области развития байкальского типа складчатых структур (байкалид), впервые выделенных в южном обрамлении Сибирской платформы Н. С. Шатским (1935). В пределах зоны краевых поднятий в составе фундамента господствуют дислоцированные протерозойские, в том числе и синийские, толщи; архейские породы распространены, в общем, ограниченно, главным образом в Южно-Енисейском кряже. Здесь прослеживаются крупный перерыв и угловое несогласие между протерозойскими отложениями, включающими синийский комплекс, и осадками нижнего кембрия.

Различия в соотношениях между фундаментом и чехлом, наблюдаемые на Анабарской антеклизе и Чадобецком поднятии, с одной стороны, и в области краевых поднятий, с другой, вызывают у исследователей разногласия при оценке роли краевых поднятий в структуре Сибирской платформы.

Фиг. 14. Схема структурно-геологического районирования территории Красноярского края

А. Таймырская складчатая область (I): 1—протерозойские структуры (Ia); 2—кембрийские складки (Iб); 3—герцинские структуры (Iв). Б. Енисейско-Ленский прогиб (II): 4—Хатангская впадина (IIa); 5—Усть-Енисейская впадина (IIб); 6—предполагаемое Дудыктинское поднятие (IIв). В. Сибирская платформа (III): 7—антеклизы: Анабарская (IIIa) с Анабарским массивом, или щитом (IIIб), Катангская (IIIв); 8—синеклизы: Тунгусская (Курейская IIIг и Ванаварская IIIд); 9—краевые поднятия: Хантайско-Рыбинское (IIIе), Туруханское (IIIж), Енисейское (IIIз), Протеросаянское (IIIи); 10—внутренние поднятия: Восточно-Енисейское (IIIк), Чуно-Бирюсинское (IIIл), Чадобецкое (IIIм), Канское (IIIн); 11—впадины и мульды: Канско-Ангарская (IIIо) и Рыбинская (IIIп) впадины, Норильская мульда (IIIр); 12—участки Сибирской платформы, скрытые под чехлом мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности: пунктиром выделен условный контур погребенной Касской впадины (III с). Г. Эпипалеозойская Западно-Сибирская платформа (IV); пунктиром выделен условный контур погребенной Тегульдестской впадины (IVa). Д. Восточная часть Саяно-Алтайской складчатой области (V): Восточный Саян (Va); Западный Саян (Vб) и Кузнецкий Алатау (Vв). Е. Система впадин Минусинского прогиба: 1—Назаровская; 2—Чулымо-Енисейская (Северо-Минусинская); 3—Сыдо-Ербинская; 4—Минусинская (Южно-Минусинская); пунктиром показаны предполагаемые контуры Минусинского прогиба. Ж. Границы между главными геолого-структурными регионами

Проблема краевых поднятий Сибирской платформы в последнее время рассмотрена в работе Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого (1960).

В этой работе подчеркивается, что первоначально краевые поднятия включались в состав Сибирской платформы (Шатский, 1935), но позднее их положение в общей структуре трактовалось различно (Архангельский, 1941; Зайцев, 1954; Спичарский, 1958). Поднятия байкальские либо рассматривались как выступы складчатого основания Сибирской платформы, либо сопоставлялись с каледонидами в связи с тем, что байкальский комплекс местами включает дислоцированные отложения нижнего кембрия. В последнем случае краевые поднятия исключались из состава Сибирской платформы.

Решение вопроса о положении краевых поднятий в структуре Сибирской платформы зависит от того, какое содержание вкладывать в понятие древней платформы.

В классическом представлении (Архангельский, 1941), созданном в основном на примере Русской платформы, структура древних платформ складывается двумя резко различными структурными ярусами — докембрийским складчатым фундаментом и неметаморфизованным чехлом, разделенными крупным региональным перерывом и несогласием. Это несогласие соответствует границе кембрия и докембрия.

Представление о соответствии границы фундамента и чехла древних платформ стратиграфическому рубежу докембрия и кембрия было поколеблено после того, как в результате бурения послевоенных лет гдовские и ламинаритовые слои северо-запада Русской платформы, считавшиеся кембрийскими, стали относить к докембрию.

Новые данные появились и по другим районам (Калуга, Вольты, Емтланд и др.). Соотношения фундамента и чехла определяются наличием или отсутствием, а также структурными особенностями рифейского (синийского) комплекса, который можно и следует выделить как *промежуточный структурный ярус* древних платформ.

Новейшие исследования Русской платформы показывают, что соотношения фундамента и чехла на древних платформах могут быть весьма различными.

Первый «классический» тип соотношения фундамента и чехла представлен непосредственным налеганием кембрия или более молодых систем на метаморфизованный и дислоцированный, так называемый кристаллический фундамент (многие районы Балтийского щита и другие участки Русской платформы).

Второй тип отличается смещением границы кембрия и докембрия внутрь чехла; промежуточный структурный ярус в этом случае входит в состав чехла и связан с кембрийской системой постепенным переходом или отделен от нее параллельным несогласием (северо-запад Русской платформы).

Третий тип может быть выделен там, где промежуточный ярус структурно обособляется от чехла и отделен от него угловым несогласием. Такие соотношения наблюдаются главным образом в древних прогибах и грабенах, где мощность синия (рифей) увеличена и разрез его нарастает книзу (грабены Швеции, Пачелмский прогиб и т. д.).

Такие же соотношения могут быть прослежены и на Сибирской платформе: первый тип — на северном склоне Алданского щита, второй — на склонах Анабарского массива и на Чадобецком поднятии, третий — на Енисейском кряже. Но на Сибирской платформе соотношения между фундаментом и чехлом отличаются еще большим раз-

нообразиям, чем на Русской платформе. На севере Байкало-Патомского нагорья можно выделить четвертый тип их соотношения («складчатая спайка»), который характеризуется дислоцированностью не только синийского комплекса, но и более или менее согласно перекрывающих его кембрийских отложений. В отличие от третьего типа в данном случае формирование древнего прогиба и его дислокаций завершилось не поднятием (с чем связано угловое несогласие), а продолжением общего прогибания и накоплением осадочных толщ. Дислокации кембрийского комплекса в этом случае быстро затухают кверху, платформенный же тип осадков (формаций) свидетельствует о принадлежности его к платформенному чехлу.

Древние платформы ограничены, как правило, кембрийскими или более молодыми геосинклинальными системами и в типичном виде представляют крупнейшие, резко ограниченные структурные поднятия. Для определения границ платформы существуют два главных критерия: структурный и формационный.

В классической схеме строения древней платформы (докембрийский фундамент — послепротерозойский чехол) опорной стратиграфической поверхностью принималась подошва кембрия или другая достаточно обоснованная поверхность внутри чехла, которая обеспечивала сопоставление разрезов платформы и примыкающей к ней геосинклинальной системы.

С установлением более сложных соотношений между фундаментом и чехлом и выделением промежуточного структурного яруса некоторые геологи стремятся использовать в качестве опорной стратиграфической поверхности для определения структурного очертания платформы подошву синийского (рифейского) комплекса, играющего роль промежуточного структурного яруса. Такой опыт осуществлен на некоторых тектонических схемах Сибирской платформы (Спижарский, 1958; Васильев, Каленов, Карасев, 1957), где ее краевые поднятия рассматриваются как лежащие за пределами платформы элементы каледонской, или байкальской, складчатости.

Однако стратиграфическое положение подошвы промежуточного структурного яруса настолько изменчиво, что на него нельзя ориентироваться в структурных построениях. Проведение контуров Сибирской платформы по границам между архейско-протерозойскими и байкальскими складчатыми сооружениями представляется стратиграфически необоснованным и для целей тектонического районирования практически крайне затруднительным.

Контурсы байкалид Енисейского кряжа и Байкало-Патомского нагорья скрыты под чехлом платформы и еще долгое время не смогут быть определены бурением. Следовательно, на современном этапе изученности территории платформы контурсы ее при проведении их с опорой на подошву рифея остаются неопределенными, а выделение на тектонических картах данной платформы в качестве крупной целостной структуры не представляется возможным.

Очевидно, опорным горизонтом, по которому может быть околонтурена платформа, следует считать алданский ярус нижнего кембрия, хорошо стратиграфически определенный и устойчивый.

Пользуясь определяемой по этому горизонту границей и опираясь на структурный и формационный критерии, следует считать ограничениями Сибирской платформы: на северо-востоке — Верхоянскую систему и ее краевой прогиб; на юго-востоке — Монголо-Охотскую систему с раз-

витым в ее пределах геосинклинальным палеозоем; на юго-западе — каледониды (салаириды) Восточного Саяна. Западная граница платформы скрыта под мезозойско-кайнозойскими осадками Западно-Сибирской низменности. При таком проведении границ платформы ее краевые поднятия должны подниматься как щиты или выступы складчатого основания.

Распределение разновозрастных толщ осадочного чехла в различных структурных элементах платформы неравномерное. Наиболее полные разрезы типичны для Тунгусской (Курейской) синеклизы. На ее крыльях выступают отложения синийской, кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской, каменноугольной и пермской систем, а в центральной части обнажаются триасовые отложения. Ванаварская синеклиза существенно отличается сокращенным разрезом, в котором преимущественным распространением пользуются осадки каменноугольной, пермской и триасовой систем, залегающие трансгрессивно (местами с угловым несогласием) на нижнепалеозойских отложениях и на протерозойских породах (Оффман, 1956). Сокращенными являются также и разрезы Канско-Ангарской и Рыбинской впадин. В первой из них на западе весьма отчетливо прослеживается непосредственное налегание каменноугольных и пермских отложений на нижнепалеозойские осадочные толщи, во второй появляются девонские отложения, которые ложатся в северо-восточной части впадины прямо на архейские породы. В Ванаварской синеклизе и в Канско-Ангарской и Рыбинской впадинах наряду с породами верхнего и отчасти среднего палеозоя развиты юрские отложения.

В осадочном чехле Сибирской платформы широко распространены трапповые интрузии и излияния трапповой магмы. Эти интрузии и излияния относятся главным образом к эпохе формирования верхнепалеозойских и триасовых отложений.

К западу от Сибирской платформы располагается обширная Западно-Сибирская низменность, в пределах которой древние осадочные толщи почти на всем протяжении погребены под покровом кайнозойских и мезозойских отложений. В строении этой территории, представляющей в пределах края восточную часть эпипалеозойской Западно-Сибирской платформы, принимают участие главным образом девонские, юрские, меловые и отчасти третичные отложения.

Южная часть Западно-Сибирской низменности, выделенная Н. С. Шатским (1951) под названием Чулымской синеклизы, имеет довольно сложное строение и включает ряд впадин, разделенных относительно приподнятыми участками. Наиболее отчетливо в ней обособляются Тегульдетская (IVa) и Касская (IIIc) впадины (см. рис. 14), в которых фундамент, по данным геофизических исследований, погружен на большие глубины. Касская впадина представляет, по-видимому, аналог Рыбинской.

Северная часть Западно-Сибирской низменности на территории края пока слабо изучена; граница ее с древней Сибирской платформой недостаточно прослежена.

Весьма сложным строением характеризуется юг Красноярского края, охватывающий восточную часть Саяно-Алтайской складчатой области. На этой территории выделяются нижнепалеозойские складчатые структуры Кузнецкого Алатау (Vб), Восточного (Va) и Западного (Vб) Саянов, разделенные системой средне-верхнепалеозойских впадин, образующих обширный Минусинский прогиб (Vг). Нижнепалеозойские

структуры образуют дислоцированные и прорванные интрузиями преимущественно кембрийские осадочные толщи и выступающие в ядрах антиклинальных складок отложения протерозоя. В южной части Западного Саяна развиты, кроме того, отложения ордовикской системы. Во впадинах Минусинского прогиба нижнепалеозойские отложения скрыты под чехлом осадочных пород девонского, каменноугольного, пермского, а на севере, ближе к южной окраине Чулымской синеклизы, — юрского и мелового возраста.

В состав Минусинского прогиба входит следующая система более или менее резко обособленных впадин (с севера на юг): Назаровская, Чулымо-Енисейская, или Чебаковско-Балахтинская (Северо-Минусинская), Сыдо-Ербинская и Минусинская.

В нижней части разреза осадочного чехла, выполняющего отдельные впадины Минусинского прогиба, господствуют вулканогенные породы девонского возраста. Отдельные впадины разобщены поднятиями, на которых выступают складчатые и прорванные интрузиями отложения кембрийской системы и более древние образования.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

ВВЕДЕНИЕ

Архейские метаморфические толщи, как и архейские основные и кислые интрузии, в Красноярском крае известны только в составе фундамента Сибирской платформы и выступают из-под чехла собственно платформенных отложений только в пределах Анабарского массива и в Енисейском кряже. В том и другом районе архей представлен серией кристаллических сланцев, испытавших глубокий метаморфизм (ультраметаморфизм) в обстановке фации гиперстеновых гнейсов по Д. С. Коржинскому (1936, 1940) или гранулитовой фации по Тэрнеру. В том и другом районе известны породы чарнокитового и анортозитового типа, а также гранитоидные интрузии, которым также приписывается архейский возраст. Поэтому можно предполагать одновозрастность этих серий на Анабаре и в Енисейском кряже, хотя среди исследователей и имеются расхождения в оценке природы и возраста анортозитов, а также в оценке источника метаморфизма.

Не исключена возможность, что кристаллические сланцы и гнейсы, пользующиеся достаточно широким развитием особенно в таких складчатых структурах, которые примыкают к Сибирской платформе (Восточный Саян, Таймыр), также имеют хотя бы частично архейский возраст. Но ни в одном случае нигде в пределах Красноярского края, кроме Анабара и южной части Енисейского кряжа, не были обнаружены комплексы кристаллических сланцев, относящихся к фации гиперстеновых гнейсов, типичной для архея Алдана, Восточной Африки, Антарктики и т. д. Возможно, что осколки фундамента Сибирской платформы и принимают участие в строении этих складчатых структур, однако слагающие их породы настолько изменены процессами метаморфизма, что не отличимы от более молодых, в основном нижнепротерозойских, кристаллических сланцев. Метаморфизм последних осуществлялся преимущественно в обстановке амфиболитовой фации зеленых сланцев.

Таким образом, граница между археем и протерозоем для древних толщ Красноярского края является условной и проводится, как и везде, на основании: 1) степени метаморфизма, 2) взаимоотношений с интрузивными комплексами и 3) определений абсолютного возраста. Непосредственное стратиграфическое соотношение метаморфических толщ наблюдается только в исключительных случаях, а органические остатки в них отсутствуют.

АНАБАРСКИЙ МАССИВ

Анабарский массив был открыт экспедицией. О. О. Баклунда и И. П. Толмачева в 1905 г. (Баклунд, 1907). Позднее массив изучался Б. Н. Рожковым, Г. Г. Моором и Б. В. Ткаченко, а в 1951—1955 гг.

в связи с составлением геологической карты масштаба 1:1 000 000 М. И. Рабкиным, М. Н. Злобиным, Л. П. Смирновым, М. Т. Кирюшиной, Л. В. Климовым и др. под руководством Б. В. Ткаченко.

В геологическом строении Анабарского массива принимают участие характерные породы архейского метаморфического комплекса, а также гипербазиты, гранитоиды и анортозиты.

Кристаллические сланцы, гнейсы и интрузивные породы архея перекрываются по периферии массива горизонтально залегающими песчаниками и известняками синийского комплекса, что устанавливает несомненный докембрийский возраст метаморфических и интрузивных образований. Принадлежность последних к архею подтверждается абсолютным возрастом, определенным аргоновым методом по биотиту для парагнейсов и пегматитов соответственно в 2030 и 1890 млн. лет (Рабкин, 1958)¹; исключения представляют анортозиты, относящиеся, по-видимому, к нижнему протерозою.

Стратиграфия архейских толщ всегда вызывает большие затруднения, а для Анабарского массива особенно, так как в его пределах мало коренных выходов, отсутствуют надежные маркирующие горизонты. Мраморы, кварциты и типичные парагнейсы пользуются по сравнению с развитием этих пород в пределах Алданского щита небольшим распространением. Кроме того, здесь широко развиты явления мигматизации.

В настоящее время для архейского метаморфического комплекса Анабарского массива разработана лишь предварительная стратиграфическая схема, в которой использованы разнообразные литологические особенности метаморфических толщ, соотношения отдельных горизонтов и пачек первично-осадочных пород и соотношения магматических и метаморфических образований. Метаморфический комплекс по этой схеме разделяется снизу вверх на четыре серии пород: далдынскую, верхнеанабарскую, верхнеламайскую и хапчанскую (табл. 1).

Весь комплекс гнейсов и кристаллических сланцев сильно дислоцирован и собран в изоклинальные складки северо-западного направления с вертикальным или очень крутым падением крыльев. Для перечисленных серий характерно согласное залегание пород и большая мощность.

Далдынская серия. Породы этой серии прослеживаются в виде двух широких (15—20 км) полос, проходящих через центральную часть Анабарского массива, а также представлены на его юго-западной окраине.

Далдынская серия состоит в основном из чередующихся полос и пачек мезомеланократовых двупироксеновых (гиперстен и моноклиновый пироксен) плагиогнейсов, нередко почти бескварцевых, и частично из лейкократовых, преимущественно гиперстенных плагиоклазовых гнейсов. Местами в подчиненном количестве встречаются амфиболопироксеновые или почти чисто амфиболовые плагиогнейсы. Вместе с ними кое-где распространены амфиболиты. В далдынской серии встречаются местами отдельные горизонты, узкие линзы и прослои белых гранатовых гранулитов, гранато-пироксено-магнетитовых сланцев и редко кварцитов и парагнейсов. Мощность разнородных по составу полос и пачек исчисляется десятками или сотнями метров.

¹ Приводимые цифры отличаются от ранее опубликованных (1900 и 1760 млн. лет). Поправка на 130 млн. лет внесена, согласно данным Лаборатории геологии докембрия, где проводились определения.

Схема расчленения метаморфических и магматических образований Анабарского массива (по М. И. Рабкину)

Серии и свиты метаморфических и осадочных пород и магматические комплексы	Возраст	Отношение к складчатости метаморфической толщи		Циклы и фазы	Условия залегания	Отношение к мигматизации
Диабазы и габбро-диабазы	Нижнетриасовый	Посторогенные		Третий цикл	Дайки	
П е р е р ы в						
Билляхская свита: различные известняки и доломиты, мощность от 250 до 1200 м. Мукунская свита: различные песчаники, местами гравелиты. 300—500 м	Синийский				Почти горизонтальное	
Угловое несогласие						
Катаклазиты, милониты и диафориты	Нижнепротерозойский					Не мигматизируются
Анортозиты и габбро-анортозиты	Нижнепротерозойский	Посторогенные		Второй цикл	Массивы	То же
Аляскиты и лейкократовые биотитовые граниты. Аплиты и пегматиты		Синорогенные по отношению ко II этапу складчатости		цикл	4 фаза	Мигматизируют и гранитизируют гнейсовую толщу
Гнейсовидные порфиroidные гранодиориты, граносиениты и граниты		I этапности	Синорогенные			3 фаза

Гнейсовидные чарнокитовые гранитоиды		По отношению к складча	Раннеорогенные	Первый	2 фаза	Межпластовые залежи и линзы	Подвергаются мигматизации
Сильноамфиболлизированные и серпентинизированные перидотиты и пироксениты			Раннеорогенные		1 фаза	Линзовидные и пластовые тела	Локальное ослюдование под влиянием гранитов
Хапчанская серия. Мощная свита биотито-гранато-гиперстеновых гнейсов с пачками мраморов и кальцифиров, свита двупироксеновых и андрадито-салитовых гнейсов	Верхний архей (абсолютный возраст по биотиту: парагнейсов верхнеанабарской серии 2030 млн. лет, пегматитов—1890 млн. лет)					Согласно залегающие свиты и пачки, падение вертикальное	Развиты мигматиты
Верхнеламуйская серия. Чередование биотитовых, биотито-амфиболовых и амфиболовых гнейсов; прослои и линзы мраморов и высокоглиноземистых гнейсов, местами кварциты						То же	Широко развиты поля мигматитов
Верхнеанабарская серия. Преобладание лейко- и мезократовых гиперстеновых гнейсов. Местами встречаются прослои мраморов, кальцифиров и высокоглиноземистых гнейсов						То же	Часто мигматиты
Далдынская серия. Чередование мезо- и меланократовых гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов и кристаллических сланцев с лейкократовыми гиперстеновыми гнейсами. Им подчинены пироксеновые амфиболиты, гранулиты, кварциты и местами магнетитовые сланцы						То же	То же

Породы далдынской серии характеризуются в основном кристаллобластическими структурами. Реликты первичных структур в них совершенно не сохранились.

Среди пироксеновых плагиогнейсов далдынской серии выделяется несколько разновидностей, отличающихся различными количественными соотношениями между главными породообразующими минералами и составом плагиоклаза. В лейкократовых плагиогнейсах преобладают плагиоклаз (№ 29—35) и кварц, а из цветных минералов присутствуют либо гиперстен, либо гиперстен совместно с моноклинным пироксеном; обычно примесь магнетита, а иногда роговой обманки или биотита. В составе других разновидностей участвует, кроме того, ортоклаз с соответственным уменьшением содержания плагиоклаза. В меланократовых плагиогнейсах, по сравнению с лейкократовыми, убывает количество кварца до полного его исчезновения (бескварцевые плагиогнейсы или кристаллические сланцы), возрастает основность плагиоклаза (№ 35—42) и значительно увеличивается содержание цветных минералов. Встречающиеся в виде слоев и линз пироксеновые амфиболиты состоят примерно из равного количества лабрадора и цветных компонентов. Последние представлены соответственно пироксенами (гиперстеном и моноклинным пироксеном), а иногда и роговой обманкой.

Верхнеанабарская серия. Породы верхнеанабарской серии занимают около $\frac{2}{5}$ всей площади Анабарского массива. Они образуют ряд полос, из которых наиболее широкая достигает местами 40 км. От вышележащих верхнеламауйской и хапчанской серий верхнеанабарская серия отделяется более или менее отчетливо, а с далдынской серией граница расплывчатая и местами условная.

Верхнеанабарская серия характеризуется по сравнению с другими сериями более однородным и почти постоянным составом. Преобладающими и типичными для нее являются лейкократовые мелко- и среднезернистые гиперстеновые гнейсы, нередко содержащие в тех или иных количествах моноклинный пироксен и амфибол. Встречаются также биотитсодержащие разновидности.

Верхнеанабарской серии подчинены меланократовые гиперстеновые или двупироксеновые плагиоклазовые гнейсы, пироксеновые амфиболиты, типичные парагнейсы, мраморы с кальцифирами и некоторые другие породы, образующие небольшой мощности прослой или линзы.

В петрографическом отношении породы, входящие в состав верхнеанабарской серии, не отличаются от аналогичных пород, слагающих далдынскую серию. Различия выражены главным образом неодинаковыми количественными соотношениями между лейкократовыми и меланократовыми гнейсами и другими породами, образующими прослой и линзы среди гнейсов.

Верхнеанабарская серия весьма напоминает чарнокитовую серию, выделенную Д. С. Коржинским на Алданском щите.

Верхнеламауйская серия. Породы верхнеламауйской серии прослеживаются в виде двух широких полос, расположенных в западной части Анабарского массива, а также в виде небольшой быстро выклинивающейся зоны, приуроченной к южной части щита (верховья р. Кенгеды).

Верхнеламауйская серия сложена в основном чередующимися между собою слоями и пачками биотитовых, биотито-амфиболовых или почти чисто амфиболовых гнейсов, а местами амфиболитов, в том

числе кварцсодержащих гранатовых амфиболитов. Подчиненное положение занимают гиперстеновые гнейсы с колеблющимся количеством цветных минералов, а также биотито-гранатовые гнейсы. В составе серии присутствуют прослои и линзы типичных парагнейсов мощностью от нескольких единиц до десятков метров и отдельные иногда довольно мощные горизонты кварцитов. Местами встречаются мраморы и кальцифиры. Для гнейсов верхнеламауйкской серии типичны биотит и обыкновенная роговая обманка. Вместе с ними иногда ассоциируют моноклинный пироксен или гиперстен. Плагноклаз, являющийся главным минералом, представлен № 28—41. В гнейсах, содержащих существенно калиевый полевой шпат, плагноклаз, как правило, более кислый. Изредка в плагниогнейсах, богатых кварцем (до 40%), встречается лабрадор № 54.

Амфиболиты, играющие значительную роль в составе верхнеламауйкской серии, представлены преимущественно среднезернистыми породами сланцеватого облика. Они характеризуются присутствием плагноклаза, сравнительно кислого состава, почти полным отсутствием пироксена и наличием примеси кварца. Приурочены амфиболиты главным образом к биотитороговообманковым гнейсам. В составе серии отмечены кварцсодержащие гранатовые амфиболиты.

К типичным парагнейсам верхнеламауйкской серии относятся гнейсы, состоящие из полевых шпатов, кварца и содержащие в разных комбинациях гранат, биотит, силлиманит, графит и кордиерит; амфибол и гиперстен в них почти отсутствуют.

Кварциты этой серии в большинстве случаев представлены почти мономинеральными породами, хотя имеются их разновидности, содержащие примесь граната и силлиманита, а иногда и полевых шпатов.

Хапчанская серия. Породы хапчанской серии вытянуты двумя полосами в восточной и северо-восточной частях Анабарского массива.

Хапчанская серия существенно отличается от всех остальных серий и характеризуется наиболее сложным строением. В ее составе принимают участие две свиты: 1) мощная свита биотито-гранатовых, гранато-гиперстеновых плагниогнейсов и гнейсов с подчиненными им безгранатовыми гнейсами (графито-биотитовыми, биотито-гиперстеновыми и другими) и горизонтами мраморов, кальцифиров, скаполито-диопсидовых пород и некоторых других разновидностей; 2) свита двупироксеновых, салитовых и гиперстеновых плагниогнейсов и гнейсов, иногда с биотитом и амфиболом, местами с прослоями мраморов и кальцифиров. Кроме того, локально развиты пачки амфиболитов.

Общая мощность серии составляет не менее 5 км. Мощность отдельных горизонтов колеблется от нескольких десятков до сотен метров, а мощность линз и пластов мраморов обычно значительно меньше; лишь изредка встречаются пачки мраморов мощностью до 500 м. Положение диопсидовых (салитовых) плагниогнейсов не всегда ясно. Они ассоциируют с пачками известковых пород и, кроме того, образуют сравнительно узкие прослои среди двупироксеновых или гиперстеновых плагниогнейсов.

Присутствие в хапчанской серии гранатовых гнейсов, мраморов, кальцифиров и диопсидовых гнейсов сближает ее с желтулинской серией Алданского щита.

В гранатовых гнейсах хапчанской серии постоянно присутствует гранат, сопровождаемый в переменных количествах биотитом, гипер-

стенном, графитом и изредка силлиманитом и моноклинным пироксеном. Встречаются чисто гранатовые гнейсы. Полевые шпаты в гнейсах представлены либо плагиоклазом и калиевым полевым шпатом совместно, либо только плагиоклазом. Состав плагиоклаза колеблется в пределах № 30—53; чаще всего он приближается к лабрадору. Сравнительно основной плагиоклаз нередко сочетается в этих породах с большим количеством кварца.

Одной из особенностей состава пород халчанской серии является распространение среди них не только двупироксеновых, но и салитовых гнейсов, в которых моноклинный пироксен в большинстве случаев играет роль почти единственного или главного цветного минерала. Встречаются разновидности пород, состоящие из эгириносодержащего моноклинного пироксена и значительного количества андрадита.

Среди карбонатных пород чистые или слабоминерализованные мраморы сравнительно редки. Обычно распространены более сложные образования, представленные полосчатыми или «грубопятнистыми» породами (кальцифирами), содержащими, помимо кальцита, чаще всего салиты, скаполиты, а в ряде случаев и другие минералы. Среди кальцифиров Анабарского массива намечаются следующие парагенетические ассоциации.

1. Кальцито-скаполитовые кальцифиры с кварцем и полевыми шпатами. Это самые распространенные породы.

2. Салито-скаполитовые кальцифиры с флогопитом (частично содержат ортоклаз).

3. Форстеритовые кальцифиры с доломитом и шпинелью. Эта подгруппа пользуется сравнительно небольшим распространением.

4. Андрадито-скаполито-салитовые кальцифиры. Преобладает кальцит при подчиненном количестве салита, скаполита, андрадита и калиевого полевого шпата. Аксессуары представлены буроватым сфеном и рудным минералом. Эти кальцифиры встречаются очень редко.

5. Гроссуляро-воластонитовые кальцифиры. Такие породы встречаются в немногих местах, в частности по левому берегу р. Россохи в северной части массива. С мраморами и кальцифирами связаны скаполито-пироксеновые породы и некоторые другие разновидности.

Среди рассмотренных выше четырех серий архейского метаморфического комплекса две первые близки между собой и трудно поддаются расчленению, тогда как две последние хорошо отличаются и отчетливо отделяются от первых.

Мощность метаморфического комплекса весьма приблизительно оценивается в 20—25 км.

Первичным материалом для образования метаморфического комплекса являлись не только различные осадочные, но и изверженные породы. Накопление осадков первоначально, по-видимому, сопровождалось подводными излияниями андезито-дацитовых лав, превратившихся затем в гиперстеновые гнейсы. В дальнейшем отлагались в основном мергелистые, известковистые, песчано-глинистые, песчаные и другие осадки, преобразованные процессами метаморфизма в различные гнейсы.

Метаморфический комплекс формировался главным образом в условиях гранулитовой фации метаморфизма, о чем можно судить по характерному парагенезису плагиоклаза с гиперстеном.

Типичные минеральные парагенезисы указывают на то, что метаморфизм пород Анабарского массива происходил в условиях больших

глубин и протекал при очень высоких температурах. Однако имеются некоторые данные, указывающие на проявления менее высокотемпературного метаморфизма. В частности, породы верхнеламауйкской серии образовались в основном в условиях амфиболовой фации метаморфизма. В их составе отсутствует гиперстен, но широко представлены роговая обманка и биотит в ассоциации с полевыми шпатами и кварцем.

В зонах позднейших дизъюнктивных нарушений архейские породы местами подверглись диафторезу.

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Ю. А. Кузнецовым (1941, 1946) в Енисейском кряже выделены и описаны архейские кристаллические сланцы под названием канского метаморфического комплекса. Архейский же возраст имеет, вероятно, одна из гранитных интрузий, прорывающая и повторно метаморфизирующая породы канского комплекса.

Архейские кристаллические сланцы и интрузии развиты только в южной, Канско-Ангарской, части Енисейского кряжа. Область распространения архейских пород прослеживается в виде полосы шириной 30 км и длиной 120—130 км, вытянутой вдоль осевой части кряжа от р. Кана до р. Ягодки. На юге и востоке кристаллические породы архея трансгрессивно перекрываются полого залегающим красноцветным палеозоем, в том числе нижним кембрием. На севере архейские породы скрываются под более молодыми метаморфическими толщами нижнего протерозоя, причем из-за плохой обнаженности их соотношения остаются неясными. Западная граница распространения архейских пород условна, так как вдоль долины Енисея сильно проявился повторный метаморфизм, обусловленный гранитными инъекциями, имевшими место, по-видимому, в конце нижнего протерозоя. В результате повторного метаморфизма кристаллические сланцы канского комплекса были превращены в гнейсы и амфиболиты, совершенно не отличимые от тех, которые возникли в результате этого же метаморфизма эффузивно-осадочных пород нижнего протерозоя. Таким образом, здесь можно сравнительно легко провести границу между комплексами метаморфических пород, принадлежащих различным метаморфическим фациям, но совершенно невозможно установить границу между метаморфическими породами, возникшими за счет разновозрастных исходных пород.

По петрографическому составу и условиям образования канский метаморфический комплекс вполне аналогичен метаморфическому комплексу Анабара. Он сложен в основном гранатовыми гнейсами, иногда ясно слоистыми, иногда массивными. С гранатовыми гнейсами переслаиваются мелкозернистые богатые кварцем гранатомы и пироксеновые гранулиты или же довольно темные гиперстеновые и гиперстен-гранатовые гнейсы. Кое-где среди этих гнейсов встречаются более или менее мощные пластовые залежи темных массивных пироксен-плагноклазовых пород, а также прослой и линзы крупнозернистых почти пироксеновых, реже почти чистых плагноклазовых пород. Гранатовые и гиперстеновые гнейсы очень часто имеют характер послойных мигматитов и содержат большое количество пегматитовых выпотов и прослоек, состоящих из тех же минералов, что и вмещающие их породы, но всегда обогащенных кварцем и полевым шпатом.

Весь этот метаморфический комплекс формировался в условиях чрезвычайно высоких температур и давления, т. е. в обстановке глубин-

ного метаморфизма, сопровождавшегося выборочным плавлением с образованием упомянутого мигматитового материала. Исходным материалом, послужившим для образования метаморфических пород канского комплекса, явилась, по-видимому, осадочная толща, состоящая из глинистых, частью песчаных и мергелистых пород, местами пронизанная интрузиями. Особое положение в комплексе занимает чарнокитовая группа пород. Она носит как бы промежуточный характер между метаморфическими и магматическими образованиями и является, вероятнее всего, таким же продуктом плавления субстрата при ультраметаморфизме, как и мигматитовые прослойки в гнейсах. Не исключена, однако, возможность, что часть пород, объединенных в чарнокитовую группу, является древними интрузивными образованиями, испытавшими одинаковый метаморфизм вместе с вмещающими их осадочными или эффузивно-осадочными толщами. Во всяком случае, все эти компоненты канского комплекса, и интрузивные (чарнокито-анортзитовые), и метаморфические, характеризуются совершенно одинаковыми минеральными ассоциациями и формировались, в общем, одновременно и в одинаковой физико-химической обстановке.

Наибольшим распространением в составе канского метаморфического комплекса пользуются гранатовые гнейсы, состоящие из кварца, андезина, граната и биотита. В типичном виде это мелкозернистые розовато-серые полосчатые породы, в которых розоватый или буроватый оттенок обусловлен обилием граната. Полосчатость вызвана чередованием прослоев, богатых кварцем и полевым шпатом, с прослоями, в которых преобладают гранат и биотит. В некоторых случаях гранатовые гнейсы, особенно крупнозернистые их разновидности, являются совершенно массивными. Постоянными примесями в гранатовых гнейсах являются монацит, циркон, ильменит, апатит, иногда графит. В некоторых разновидностях в качестве существенных составных частей появляются ортоклаз или гиперстен.

Гранатовые гранулиты отличаются от гранатовых гнейсов мелкозернистостью и обилием кварца (50—60%).

Другим отклонением от нормального типа гранатовых гнейсов являются гранат-ортоклазовые гнейсы, в которых плагиоклаз уступает место калиевому полевому шпату. Гранат-ортоклазовые гнейсы иногда полосчатые, а иногда представляют собой массивные и грубозернистые породы, по внешнему облику напоминающие пегматоидные граниты. В некоторых случаях такой тип пород залегает более или менее мощными пачками среди гранат-плагиоклазовых гнейсов, чаще же — в виде мелких линз, пропластков, неправильных обособлений и жилочек, причем переходы между этими двумя типами гнейсов постепенные. Эти обогащенные ортоклазом гранитовидные или пегматитовидные обособления производят впечатление послонной инъекции, а не метаморфизма вмещающих пород. Соотношение гранат-ортоклазовых и ортоклазовых пород свидетельствует об образовании их в результате метаморфической дифференциации, перерастающей в селективное плавление наиболее легкоплавких кварц-ортоклазовых смесей.

Большой редкостью являются кордиерит-гранатовые гнейсы, иногда с корундом, силлиманитом и шпинелью, образующие прослои в нормальных гранатовых гнейсах.

Гиперстен-гранатовые гнейсы и гранулиты пользуются весьма ограниченным распространением и самостоятельного значения не имеют.

Гиперстеновые гнейсы имеют также незначительное распространение и обычно залегает среди гранатовых гнейсов в виде тонких прослоев и мелких линз. Они состоят из основного андезина (№ 40—50) в количестве до 50%, кварца (20—30%, а в гранулитах до 50%) и сильно плеохроирующего гиперстена (5—15%), иногда с примесью биотита.

В составе канского метаморфического комплекса достаточно широко распространены разнообразные пироксен-плагиоклазовые породы, иногда имеющие полосчатую текстуру и облик кристаллических сланцев, иногда вполне массивные, но всегда с хорошо проявленной гранобластовой структурой. Они залегают среди гранатовых и гиперстеновых гнейсов частью в виде тонких пропластков мощностью 0,5—1,0 м, частью же слагают пласты мощностью до 100—200 м. В одних случаях переход пироксен-плагиоклазовых пород к гнейсам постепенен, в других — контакты между ними резкие.

Минералогический состав пироксен-плагиоклазовых пород представлен гиперстеном или энстатитом, диопсидом, плагиоклазом лабрадорного или битовнитового состава, кварцем, биотитом; в качестве примесей присутствуют апатит, циркон, ильменит. Количественные соотношения этих минералов в пироксен-плагиоклазовых породах довольно изменчивы, меняется и их общий облик, причем внутри этой группы выделяется несколько типов, отличающихся по составу, условиям залегания и, видимо, по характеру исходного материала.

Кварц-пироксен-плагиоклазовые породы мелко- или среднезернистые и нередко яснослоистые. От гнейсов они отличаются меньшим содержанием кварца (5—10%) и большей основностью плагиоклаза (№ 60—80).

В районе пос. Барги известны массивные породы, по своему облику напоминающие меланократовые габбро и нориты и состоящие из лабрадора, диопсида и ортопироксена с гранобластической структурой, иногда со следами реликтовой офитовой структуры. Эти породы, залегающие и тонкими пластами и мощными залежами среди гранатовых гнейсов, обычно имеют резкие контакты с ними, и вероятно, являются продуктами глубокого метаморфизма основных изверженных пород.

В разрезах по Енисею ниже устья р. Посольной распространены своеобразные существенно плагиоклазовые (анортозитовидные), существенно пироксеновые (пироксенитовидные) и пироксен-плагиоклазовые породы, близкие по составу норитам. Первые состоят из битовнита с незначительной примесью энстатита и диопсида. Пироксеновые породы состоят в основном из энстатита и диаллага с незначительной примесью битовнита и характеризуются постепенными переходами к нормальным норитовидным пироксен-плагиоклазовым породам. Эти породы Енисейского разреза некоторыми исследователями описываются как интрузивные анортозиты, пироксениты и нориты, другими — как своеобразные метаморфические породы, приобретшие свой современный минералогический состав в результате глубинного метаморфизма, общего для всего канского комплекса.

Наконец, в составе канского метаморфического комплекса довольно широким распространением пользуется группа пород довольно разнообразного состава, характеризующаяся массивным сложением, наличием многочисленных ксенолитов или скорее реликтов вмещающих пород, а в некоторых случаях представленная секущими интрузиями.

Вместе с тем эти породы по минералогическому составу не отличаются от метаморфических пород канского комплекса; для них типичны преимущественно гранобластические структуры и их можно рассматривать как крупнозернистые разности гиперстеновых и гиперстен-гранатовых гнейсов, относительно обогащенных калиевым полевым шпатом. Эти породы описаны Ю. А. Кузнецовым (1941) под названием чарнокитов кузеевского и богунаевского типа и рассматривались им в качестве одного из продуктов того же глубинного метаморфизма, который создал канский метаморфический комплекс.

Весь канский метаморфический комплекс на участке между реками Кан и Ягодкой имеет более или менее выдержанное северо-западное простирание и преобладающее падение на северо-восток под углом $50-70^\circ$, хотя иногда встречаются и обратные падения. Иногда метаморфическая толща падает полого и даже залегает горизонтально. Постоянно наблюдаются мелкие дополнительные складки и плейчатость, проявляющаяся даже в крупнозернистых, полосчатых породах.

Недостаточная изученность канского комплекса не позволяет выделить внутри него более дробные стратиграфические подразделения. Можно лишь отметить, что в нижних его частях широким распространением пользуются пироксен-плаггиоклазовые породы (кристаллические сланцы), в то время как в верхних — светлые гранатове гнейсы.

После завершения глубинного регионального метаморфизма породы канского комплекса местами испытали неоднократный повторный метаморфизм. Явления повторного метаморфизма выразились прежде всего в интенсивной милонитизации вдоль четко выделяющихся зон смятия северо-западного простирания. Милонитизация, видимо, проявлялась неоднократно и в разных условиях, на что указывает развитие в одних зонах смятия ультрамилонитов, в других — бластомилонитов с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации, в третьих — филлонитов с ассоциациями, свойственными фации зеленых сланцев. Далее следует отметить наложенный инъекционный и нормальный контактовый метаморфизм кристаллических сланцев и гнейсов данного комплекса, имеющий регрессивный характер и связанный с более поздними гранитными интрузиями.

Возраст канского метаморфического комплекса определяется по соотношениям с интрузивными комплексами и по аналогии с подобными толщами кристаллических сланцев Анабара и Алдана, которым все исследователи с уверенностью приписывают архейский возраст. Более объективным критерием для оценки возраста канского комплекса является его соотношение с интрузиями. Как указывалось, породы канского комплекса были прорваны сначала Таракской гранитной интрузией, приведшей к наложенному и регрессивному инъекционному метаморфизму. Затем произошло внедрение основной магмы с образованием даек древних диабазов и, наконец, — внедрение Посольненской гранитной интрузии, вызвавшей наложенный инъекционно-контактный метаморфизм с преобразованием пород комплекса в кристаллические сланцы амфиболитовой фации.

Определение абсолютного возраста монацита из таракских гранитов по свинцовому методу дает цифру 1600—1700 млн. лет. Таким образом, таракские граниты имеют архейский—нижнепротерозойский возраст, а прорванный этими гранитами канский метаморфический комплекс, видимо, должен быть отнесен к архею.

ОБЩАЯ СВОДКА

Метаморфические толщи Анабара и Енисейского кряжа, как это можно было видеть из приведенных описаний, в целом сопоставимы, но сопоставление разрезов Енисейского кряжа с соответствующими разрезами Анабара пока невозможно, хотя и имеется некоторая общность в их строении. В том и другом случае основные пироксено-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы сосредоточены в нижней части разреза архея, а гранатовые гнейсы в верхней. Сравнительно незначительная ширина полосы архея в Енисейском кряже дает основание полагать, что разрез последнего отвечает только части разреза Анабара. Возможно, что этим обстоятельством и объясняется отсутствие в составе архея Енисейского кряжа карбонатных пород и кварцитов, хотя оно может быть связано и со сменой фациальных обстановок накопления тех осадочных толщ, которые были преобразованы впоследствии в кристаллические сланцы и гнейсы.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфические и осадочные толщи протерозоя распространены на территории Красноярского края значительно шире, чем кристаллические сланцы архея, причем встречаются они в других районах. Достоверный архей известен только в составе древнего ядра Сибирской платформы, собственно же протерозой распространен преимущественно в области краевых ее поднятий (Восточный Саян, Енисейский кряж). Докембрийские отложения отдельных районов платформы, например Анабарского массива, представлены нормально осадочными толщами, залегающими полого и местами согласно с перекрывающим их красноцветным кембрием. Обычно они относятся к синийскому комплексу. В окружающих платформу складчатых структурах протерозой пользуется весьма широким распространением, имеет большую мощность и очень сложное строение. Степень изученности его пока нельзя считать удовлетворительной, а стратиграфию разработанной.

Разрезы протерозойских отложений различных складчатых зон пока представляются несопоставимыми. Более того, для одних районов для протерозоя принято трехчленное деление (Восточный Саян), для других двухчленное (Кузнецкий Алатау, Енисейский кряж, Таймыр). Все эти пробелы и расхождения не удалось устранить полностью и в настоящем описании, и только в «Заключении» сделана попытка сопоставления и увязки стратиграфии протерозоя Красноярского края.

Как известно, за последнее время появилась тенденция выделять в особую рифейскую, или синийскую, систему комплекс нормально осадочных пород более древних, чем фаунистически охарактеризованный нижний кембрий, но содержащих обильные органические остатки в виде известковых водорослей и спор. При этом некоторые исследователи относят этот комплекс к палеозою, другие рассматривают его в качестве верхней части протерозоя. Так как единого мнения по этому вопросу нет, то в данной работе синийские отложения рассматриваются вместе с протерозоем в качестве верхнего его отдела, причем

термины «верхний протерозой» и «синийский комплекс», или «синий», употребляются как синонимы¹.

Граница между археем и нижним протерозоем проводится условно, причем различаются они только разной степенью метаморфизма и отсутствием в нижнем протерозое некоторых характерных для архея интрузий.

Нижний протерозой представлен интенсивно дислоцированными и сильно метаморфизованными эффузивно-осадочными и осадочными толщами, превращенными в большинстве случаев в кристаллические сланцы амфиболитовой или зеленосланцевой фации, причем метаморфизм этот явно связывается с гранитными интрузиями нижнепротерозойского возраста. Степенью метаморфизма и отчетливой связью его с гранитоидным магматизмом нижнепротерозойские кристаллические сланцы ясно отличаются от кристаллических сланцев архея.

К верхнему протерозою, или синию, относятся нормально осадочные толщи, залегающие ниже наиболее древних слоев с археоциатами и трилобитами и содержащие обильные органические остатки в виде известковых водорослей и спор.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ²

Первые сведения о «древних гранатовых сланцах метаморфического генезиса» в устье р. Нижней Таймыры исходят от А. Ф. Миддендорфа (1860). В 1901 г. Э. В. Толлем (1904) были произведены наблюдения в некоторых пунктах по побережью Карского моря. На основании материалов этих его наблюдений О. О. Баклунд (1929) отнес кристаллические сланцы побережья Карского моря к кембро-силуру. Образование их он связывал с внедрением «центрального батолита».

В 1929 г. Н. Н. Урванцев пересек территорию Горного Таймыра по рекам Верхней и Нижней Таймыре. В результате своих наблюдений он пришел к выводу, что на этой территории древнейшими породами эозойского возраста являются гнейсы и метаморфические сланцы. В 1932—1933 гг. маршрутные исследования на п-ове Челюскин производились Г. Д. Адлером. Им выделены протерозойские (?) слюдисто-гранатовые сланцы и амфиболиты мощностью 5—6 км, на которых залегают нижнепалеозойские (?) хлорито-серицитовые и серицитовые сланцы, мраморизованные известняки и метаморфизованные песчаники суммарной мощностью 8—9 км. В 1937 г. М. Г. Равич изучил разрез кристаллических и метаморфических сланцев на побережье Таймырской губы и отнес всю их толщу мощностью свыше 10 км к протерозою. В 1936—1938 гг. П. В. Виттенбург изучил ту же толщу на побережье Харитона Лаптева. Он установил здесь широкое развитие разнообразных гнейсов. На них залегают переслаивающиеся филлиты и метаморфизованные песчаники. Возраст филлитов им был признан нижнекембрийским.

В 1946—1952 гг. экспедициями треста «Арктикразведка» и Института геологии Арктики были осуществлены площадные геологические съемки Таймыра в масштабе 1 : 1 000 000, позволившие впервые соста-

¹ Исключение представляет Таймырская складчатая область, где в самое последнее время, кроме нижнего и верхнего протерозоя, удалось выделить и самостоятельный синийский комплекс.

² Очерк составлен М. Г. Равичем, за исключением раздела «Синийский комплекс», написанного Ф. Г. Марковым. *Прим. ред.*

зять представление о геологическом строении региона в целом. На основе материалов мелкомасштабных съемок М. Г. Равич в 1954 г. предложил схему стратиграфии докембрия Таймыра. В 1955 г. М. Г. Равичем и Ф. Г. Марковым составлен лист Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 п-ова Челюскин, охватывающий значительную часть области развития протерозоя на восточном Таймыре.

В последующие годы на Таймыре велась геологическая съемка более крупных масштабов для составления листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000. В результате съемочных работ были открыты синийские отложения и установлены по фаунистическим данным отложения всех трех отделов кембрия, а также определены взаимоотношения протерозойских, синийских и кембрийских отложений. В 1959 г. Ю. Е. Погребницким и В. В. Захаровым были составлены листы геологической карты на всю область развития протерозойских отложений.

Протерозойские отложения приурочены к северной горной части Таймыра, где они распространены на площади свыше 70 тыс. км² и представлены мощными толщами (свыше 15 тыс. м) регионально-метаморфических пород. По глубинности образования и характеру метаморфических фаций эти отложения могут быть расчленены на три серии: гнейсовую, зеленосланцевую и филлитовую. Первичный терригенный и отчасти вулканогенный состав протерозойских отложений, их мощность, характер распределения в разрезах и фациальная изменчивость по простиранию, прослеженная более чем на 700 км, свидетельствуют о накоплении осадочно-вулканогенных толщ в геосинклинальных условиях, возникших, вероятно, к началу протерозоя, а возможно, и в верхнем архее. По фациально-стратиграфическим особенностям, тектоническим структурам, характеру регионального метаморфизма, обусловленного тектоническими процессами и интрузивной деятельностью, гнейсовая серия условно отнесена к нижнему протерозою, а зеленосланцевая и филлитовая — к верхнему протерозою. На отложениях протерозоя местами залегает пестроцветная терригенная толща синия.

Изучение и корреляция многочисленных разрезов протерозоя, а также сопоставление положения в них отдельных маркирующих горизонтов специфических гнейсов, кварцитов, мраморов и конгломератов позволили расчленить протерозойские отложения на свиты, названные по местоположению наиболее полно изученных их разрезов (табл. 2).

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Нижняя карская свита залегает в основании протерозойских отложений. Она была обнаружена только на северо-западной оконечности п-ова Таймыр, в среднем течении р. Ленивой, в бассейне рек Гранатовой и Западной Каменной, а также в ряде пунктов побережья Харитона Лаптева. Мощность свиты не установлена, так как нижняя граница ее неизвестна; во всяком случае, она не меньше 3000 м. Свита сложена весьма разнообразными по составу, сравнительно крупнозернистыми плагиогнейсами, местами интенсивно мигматизированными (рис. 15). Только в нижней части свиты встречены энстатито-паргаситовые и диопсидо-амфиболовые гнейсы с основными плагиоклазами, почти не мигматизированные.

Схема стратиграфии протерозоя Таймыра (по М. Г. Равичу)

Возраст	Серия	Основные свиты и их аналоги	Краткая характеристика отложений	Интрузивные формации
Верхний протерозой	Филлиговая	Лаптевская, а на северо-западном Таймыре—рыбнинская	Переслаивание метаморфизованных песчаников с серицито-кварцевыми сланцами и отдельными горизонтами мраморизованных доломитов. В основании кварцитовидные песчаники. Венчают свиту покровы метаморфизованных фельзит-порфиров и альбитофиров. На северо-западном Таймыре в основании метаморфизованные полимиктовые песчаники, выше по разрезу—оттрелитовые сланцы, переслаивающиеся с туфогенными песчаниками. 1000—1500 м	Формация катакластических порфировидных гранитоидов: полого залегающие батолитоподобные массивы и крутые сводообразные интрузии катакластических порфировидных гранитов и гранодиоритов, местами метаморфизованных Ортоамфиболитовая формация; силлы и редкие дайки метаморфизованных габбро-диабазов, диабазов и амфиболитов
		Ждановская, а на северо-западном Таймыре—мининская	Хлорито-серицитовые и серицито-кварцевые сланцы с обильными горизонтами мраморизованных доломитов. В верхней части графитизированные серицитовые сланцы. На северо-западном Таймыре в составе свиты имеются метаморфизованные основные туфы. 1700—2500 м	
		Октябрьская	Слюдистые кварциты переслаиваются с хлорито-серицитовыми сланцами. В основании кварцитовые конгломераты. На северо-западном Таймыре метаморфизованные аркозовые песчаники переслаиваются с хлорито-серицитовыми сланцами. 1100—1500 м	
	Зеленосланцевая	Прончищевская	Актинолито-биотитовые, актинолито-эпидото-хлоритовые и эпидото-хлорито-серицитовые сланцы (метаморфизованные туфы, порфириты и базальты). На северо-западном Таймыре, кроме того, обильны метаморфизованные туффиты и встречаются метаморфизованные песчаники и хлорито-серицитовые сланцы. 1500—2000 м	

Фаддеевская	Гранато-биотитовые и гранато-роговообманковые сланцы, переслаивающиеся в нижней части с мелкозернистыми плагиогнейсами. В основании свиты гранатовые кварциты и минерализованные мраморы с гранатом. В верхней части свиты встречены зоны диафторических сланцев: серицито-хлорито-кварцевые сланцы с реликтами граната. Свита развита только в пределах отдельных участков. Не более 2000 м	Формация двуслюдяных гранитоидов: секущие круто залегающие массивы и трещинные интрузии преимущественно двуслюдяных гранитов
Верхняя карская	Средне- и мелкозернистые гранато-биотитовые плагиогнейсы, переслаивающиеся с гранато-биотито-роговообманковыми плагиогнейсами. Гнейсы заметно мусковитизированы, особенно вокруг интрузий гранитоидов. Не менее 2500 м	—
Нижняя карская	Переслаивание крупнозернистых гранато-биотитовых, роговообманковых, кордиеритовых и фибролитовых плагиогнейсов. В нижней части встречаются пачки энстатито-паргаситовых плагиогнейсов и амфиболитов, а в верхней — графитовых плагиогнейсов. Гнейсы заметно мигматизированы и мусковитизированы. Более 3000 м	Формация метаморфизованных базитов, пластовые интрузии и дайки метаморфизованных габбро-норитов и амфиболитов, частично будинированных

В составе свиты преобладают гранато-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с кордиеритовыми, силлиманитовыми (фибrolитовыми) и отчасти ставролитовыми гнейсами, количество которых убывает вверх по разрезу. Среди них отчетливо прослеживаются на больших расстояниях крупные слои гранатовых амфиболитов и амфиболовых гнейсов, часто будинированные, которые, возможно, образовались за счет перекристаллизованных основных магматических пород. В верхних частях



Рис. 15. Мигматизированные гнейсы (мыс Тупой, побережье Карского моря).
Масштаб 1 : 300

свиты встречаются маломощные горизонты графитсодержащих гнейсов. Мигматиты развиты преимущественно в пределах нижней карской свиты. Преобладают послонные мигматиты, а ветвистые мигматиты и агматиты встречаются реже. Первые характеризуются тонким чередованием лейкократовых и меланократовых полос. Лейкократовые полосы состоят из жильного гранита, а меланократовые представляют собой метасоматизированные плагиогнейсы. Особое положение занимают глыбовые мигматиты, обусловленные структурами будинажа. Будины сложены амфиболитами либо основными амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, а межбудинные пространства выполнены порфиробластическими гранитами, изредка пегматоидными.

Верхняя карская свита пользуется значительным распространением среди отложений северо-западной части Таймыра. Кроме того, она встречается также в южной половине п-ова Челюскин, на северо-востоке Таймыра, где отложения нижней карской свиты отсутствуют. Верхняя карская свита залегает там либо в ядрах антиклинальных структур, либо в приподнятых тектонических блоках среди более

молодых отложений. Нижняя граница свиты проводится условно в той части непрерывного разреза гнейсовой толщи, где наблюдается исчезновение пачек фибролитовых и кордиеритовых гнейсов.

Свита сложена значительно более однообразными и несколько хуже раскристаллизованными гнейсами, чем в нижней карской свите. Преобладают средне- и мелкозернистые гранато-слюдяные плагиогнейсы, причем гранато-биотитовые гнейсы обогащаются мусковитом вблизи интрузий двуслюдяных гранитов.

По всему разрезу свиты встречаются обильные пачки гранато-рогообманковых гнейсов с переменным количеством биотита. В отличие от гнейсов нижней карской свиты цветные минералы в гнейсах верхней карской свиты довольно однообразны и представлены только гранатом, биотитом и роговыми обманками, тогда как паргасит, диопсид, кордиерит, силлиманит и другие отсутствуют. Для пород данной свиты характерно постоянство плагиоклаза, представленного андезином, а также обилие кварца, отчего все они являются типичными кислыми гнейсами, тогда как в нижней карской свите наряду с кислыми гнейсами значительным развитием пользуются основные гнейсы и кристаллические сланцы. В верхних частях свиты встречены редкие и маломощные горизонты минерализованных мраморов. Мощность верхней карской свиты составляет не менее 2500 м.

Фаддеевская свита распространена на окраинах гнейсового поля в северо-западной части Таймыра, особенно в бассейне р. Коломйцева и в нижнем течении р. Ленивой, а также встречается в крыльях антиклинальных структур и в приподнятых тектонических блоках на побережье Таймырской губы и залива Фаддея. Нижняя граница свиты проводится условно в верхней части непрерывного разреза гнейсовой толщи, где среди мелкозернистых гранато-биотитовых плагиогнейсов появляются обильные пачки гранато-биотито-кварцевых сланцев, постепенно вытесняющих вверх по разрезу плагиогнейсы. Верхняя граница местами прослеживается довольно четко, так как на юго-востоке п-ова Челюскин, в районе залива Симса, а также на левобережье в нижнем течении р. Ленивой на эродированной поверхности описываемой свиты лежат с угловым несогласием метаморфизованные туфо-порфириды и туффиты прончищевской свиты. Мощность фаддеевской свиты достигает 2000 м.

В составе свиты преобладают гранато-биотито-кварцевые сланцы, которые повсеместно переслаиваются с гранато-амфиболо-кварцевыми сланцами, содержащими переменное количество биотита (рис. 16). Кристаллические сланцы в контакте с интрузиями двуслюдяных гранитов насыщены мусковитом. В нижней части свиты сланцы переслаиваются с пачками мелкозернистых плагиогнейсов. В верхней части свиты сохранились маломощные горизонты перекристаллизованных конгломератов, сложенных галькой кварцитовидных пород с альмандином, заключенных в слюдяном агрегате. Здесь же встречаются прослои мраморов с тремолитом, везувианом и гранатом.

Породы фаддеевской свиты часто подвержены повторному метаморфизму, особенно в зонах тектонических нарушений. Это объясняется положением свиты, граничащей с верхнепротерозойской толщей зеленых сланцев и филлитов. Под влиянием диафореза преобладающие гранато-биотитовые сланцы значительно изменяют свой состав. Гранат становится неустойчивым и по нему образуются псевдоморфозы хлоритовых агрегатов, среди которых сохранились реликты граната.

Обыкновенная роговая обманка замещается актинолитом, а по биотиту развиваются агрегаты серицита. В сланцах появляются бластомилонитовые структуры, свидетельствующие об их повторной перекристаллизации в условиях тектонических подвижек. В итоге из гранато-биотито-кварцевых сланцев образуются серицито-хлорито-кварцевые сланцы с реликтами граната, нередко имеющие облик типичных филлитов.

Все вышеописанные свиты составляют единую гнейсовую толщу (серию). Эта серия образует компактную структуру — ядро протерозойского срединного массива, возможно являвшееся частью так называемой Карской платформы, погруженной в настоящее время на дно.

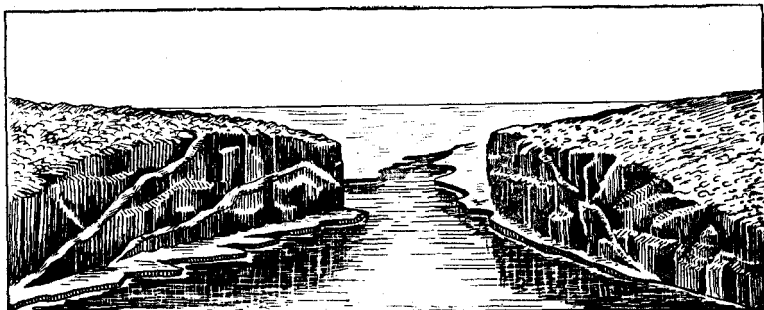


Рис. 16. Скалы в горле Гафнер-фиорда, сложенные гранато-биотитовыми сланцами и секущими их кварцевыми жилами. Масштаб 1 : 1000

Карского моря. Складчатые сооружения гнейсовой серии многообразны. Непосредственно в обнажениях фиксируются непрерывные сравнительно мелкие изоклинальные складки, нередко опрокинутые. Они осложняют крылья более древних крупных складчатых структур. Крупные складчатые структуры разбиты многочисленными разломами на отдельные блоки.

Среди нижней части гнейсовой серии обильны сингенетичные мелкие согласные тела лейкократовых гранитов, образованные в процессе гранитизации гнейсов, одновременно с их мигматизацией. На более поздних этапах происходили внедрения палингенной кислой магмы с образованием крупных почти согласных массивов и трещинных интрузий двуслюдяных гранитов (автометасоматизированных), сопровождавшихся весьма развитой жильной фацией слюдоносных пегматитов. И, наконец, среди гнейсов встречены плоские, слегка наклонные секущие тела протокластических порфиоровидных гранитоидов, образовавшихся преимущественно на границе гнейсовой и филлитовой серий.

Несмотря на значительное разнообразие пород, гнейсовая серия характеризуется некоторыми общими минералогическими особенностями, свидетельствующими об одинаковых условиях образования всех ее типов в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

1. Подавляющее большинство минеральных парагенезисов являются высокотемпературными.

2. Главным типоморфным минералом является альмандин с примесью пироповой и отчасти гроссуляровой молекул; при этом состав граната весьма постоянен для всех разновидностей плагиогнейсов.

3. Силлиманит, чаще в виде фибролита, является другим типоморфным высокотемпературным минералом. В среднетемпературных условиях чаще образуется дистен, крайне редкий в гнейсах Таймыра.

4. Плагноклаз устойчив во всех разновидностях гнейсов, причем в породах со значительным содержанием извести состав его переменный (от битовнита до лабрадора в парагенезисе с энстатитом, паргаситом и диопсидом), а в породах с небольшим содержанием извести — постоянный (андезин в парагенезисе с обыкновенной роговой обманкой, биотитом, силлиманитом и алмандином). Наряду с широким распространением плагноклаза характерно отсутствие калиевого полевого шпата; появление последнего всегда связано с мигматизацией гнейсов.

5. Биотит встречается только в кварцсодержащих плагногнейсах. Для него характерно постоянное увеличение соотношения железа к магнию по мере образования более низкотемпературных парагенезисов.

6. Катабластический облик большинства минералов в плагногнейсах (ситовидные недоразвитые кристаллы) свидетельствует о несколько пониженной интенсивности процессов регионального метаморфизма. Последние все же настолько значительно переработали бывшие осадочно-вулканогенные отложения, что восстановить историю их образования не представляется возможным.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Прончищевская свита широко распространена в пределах северной части Горного Таймыра. Она залегает с угловым несогласием на эродированной поверхности фадеевской свиты. Прончищевская свита прослеживается по простиранию на сотни километров. Она характеризуется всюду устойчивой мощностью порядка 1500—2000 м и почти неизменным составом. Лишь на северо-востоке Таймыра в ней преобладают метаморфизованные туфопорфиры, тогда как на северо-западе метаморфизованные туфы и туффиты переслаиваются с метаморфизованными покровами основных лав. Местами в разрезе встречаются отдельные горизонты метаморфизованных песчаников с прослоями мраморизованных доломитов и известняков, а в верхней части свиты развиты покровы спилитов.

Породы прончищевской свиты представляют собой однообразные по внешнему облику зеленые сланцы, образовавшиеся за счет метаморфизма разнообразных основных эффузивов и их туфов, переслаивающихся с рассланцованными терригенными осадками, содержащими обильные пирокластические продукты. Так, покровы порфиритов и базальтов превращены в актинолито-биотитовые и эпидото-актинолитовые сланцы, а мощные горизонты туфов и туффитов — в актинолито-эпидото-хлоритовые сланцы, местами со значительным содержанием терригенного кварца. Метаморфизованные песчаники этой свиты всегда заметно рассланцованы. Ввиду обилия туфогенного материала в цементе хлорито-эпидотовые агрегаты преобладают над серицитовыми. Покровы миндалекаменных спилитов венчают прончищевскую свиту и особенно развиты на северо-восточной оконечности п-ова Челюскин. Спилиты также заметно рассланцованы, хотя нередко сохраняются их первичные структуры.

Октябрьская свита имеет значительное распространение на п-ове Челюскин и в некоторых пунктах центральной части северо-западного Таймыра (бассейны рек Коломейцева, Мамонта и Шренк).

В основании свиты на п-ове Челюскин среди хлорито-серицито-кварцевых сланцев развиты сравнительно маломощные горизонты кварцитов. Выше по разрезу мощность горизонтов слюдястых кварцитов увеличивается и достигает 300 м. В верхней части свиты среди кварцитов нередко встречаются линзовидные прослои метаморфизованных кварцевых конгломератов, а также прослои мраморизованных доломитов. Граница с вышележащей ждановской свитой неотчетлива и проводится условно по кровле последнего горизонта кварцитов с линзовидными прослоями конгломератов. Октябрьская свита в северо-западной части Таймыра претерпевает существенные изменения. Здесь в ее составе преобладают не кварциты, а метаморфизованные аркозовые песчаники, в которых наряду с обильными зернами кварца содержится значительное количество обломочных зерен полевых шпатов. Мощность свиты не менее 1000 м.

Ждановская свита занимает небольшие площади по сравнению со всеми другими свитами протерозоя и простирается почти на 1000 км от западной оконечности Таймыра (п-ов Минина) до о-ва Комсомолец (Северная Земля). В связи с существенным изменением состава, а также с включением в ждановскую свиту значительной части октябрьской свиты, выраженной весьма неотчетливо, на п-ове Минина аналогом ждановской свиты следует считать мининскую свиту.

На п-ове Челюскин нижняя половина ждановской свиты сложена хлорито-серицито-кварцевыми сланцами (рис. 17), среди которых заключены горизонты мраморизованных доломитов, реже известняков, весьма выдержанные по простираению, мощностью от 30 до 120 м. Выше преобладают кварцево-серицитовые сланцы без хлорита, среди которых встречаются маломощные горизонты мраморов и редкие прослои кварцитов. Разрез свиты заканчивается пачками графитизированных кварцево-серицитовых сланцев. Графит этих сланцев образован, вероятно, по распыленному углисто-му веществу.

Несколько иной состав отложений эта свита имеет в северо-западной части Таймыра, где она сложена преимущественно типичными филлитами. В нижней части свиты хлорито-серицитовые сланцы преобладают над серицито-кварцевыми. Последние почти целиком слагают верхнюю половину свиты, которая венчается графитизированными серицитовыми сланцами. По всему разрезу свиты встречаются горизонты мраморов и известковистых сланцев, однако значительно менее мощные, чем на п-ове Челюскин.

На крайней западной оконечности в северо-западной части Таймыра Ю. Е. Погребницким (1959) выделена, как указано выше, мининская свита. В низах ее развиты метаморфизованные песчаники, которые могут быть параллелизованы с отложениями октябрьской свиты. Мининская свита преимущественно сложена хлорито-серицито-кварцевыми сланцами с редкими прослоями метаморфизованных основных туфов. В верхней части свиты развиты графитсодержащие филлиты.

Таким образом, для ждановской свиты и ее аналогов весьма характерно значительное преобладание первичнопелитовых отложений над псаммитовыми, а также появление карбонатных отложений, уменьшающихся в западном направлении и совершенно исчезающих на крайней оконечности северо-западной части Таймыра (п-ов Минина). Мощность свиты определяется в пределах 1700—2500 м.

Лаптевская свита. Породами лаптевской свиты заканчивается разрез протерозоя на Таймыре. В области Горного Таймыра эти отло-

жения не имеют сплошного площадного развития и встречаются лишь отдельными участками, залегая согласно на ждановской свите. По своему составу лаптевская свита весьма пестрая и отличается фациальной изменчивостью по простираению, поэтому на крайнем северо-западе Таймыра ее аналогом можно считать рыбнинскую свиту. Видимая мощность свиты весьма изменчива и достигает 1500 м.

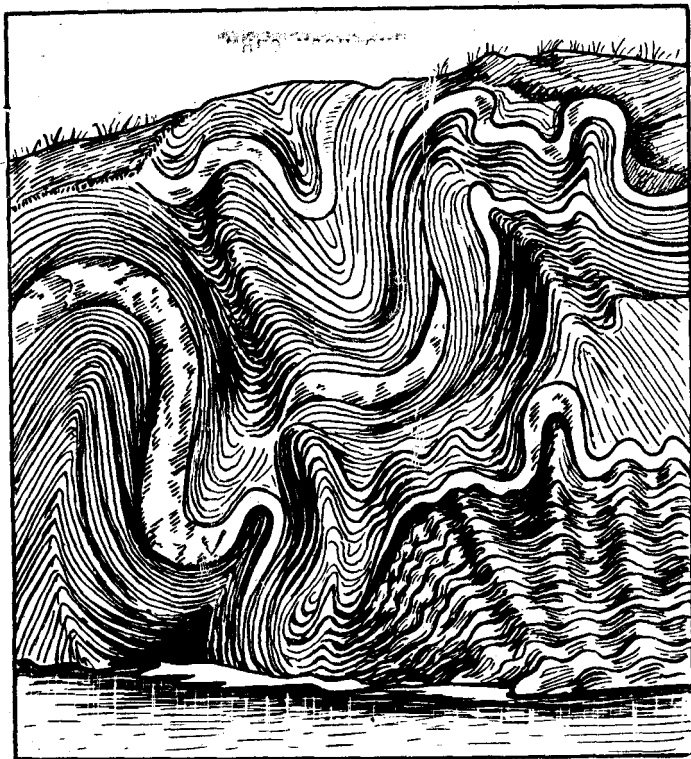


Рис. 17. Гофрировка в хлорито-серицитовых сланцах с кварцевыми жилками (р. Каньонка). Масштаб 1:20

На п-ове Челюскин в основании свиты залегают горизонты метаморфизованных кварцитовидных конгломератов, пересланяющихся с серицито-кварцевыми сланцами. Вверх по разрезу постепенно увеличивается количество пачек метаморфизованных кварцевых песчаников, которые преобладают в данной свите. В верхней части свиты среди метаморфизованных песчаников нередко встречаются маломощные горизонты мраморов. Свита заканчивается покровами метаморфизованных и рассланцованных фельзит-порфиров, альбитофиров и их туфов.

На северо-западной оконечности Таймыра Ю. Е. Погребницким (1959) выделена, как указано выше, рыбнинская свита, в низах которой залегают метаморфизованные полимиктовые песчаники. Выше по разрезу преобладают оттрелитовые сланцы, пересланяющиеся с туфогенными песчаниками. В отличие от лаптевской свиты в составе описываемой свиты преобладают оттрелитовые сланцы. Местами в верхах рыб-

нинской свиты (бассейн р. Ленивой) залегают покровы альбитофиоров.

Породы зеленосланцевой и филлитовой серий претерпели средне- и низкотемпературный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев. Для них характерны парагенезисы альбита с актинолитом и эпидотом, которые по мере падения температуры при метаморфизме становятся неустойчивыми и превращаются в серицито-хлорито-кальцитовые парагенезисы.

Верхнепротерозойские отложения характеризуются общностью складчатых структур. Простираение всех свит одинаковое и изменяется от почти широтного на крайнем северо-западе Таймыра до северо-северо-восточного на п-ове Челюскин и меридионального на Северной Земле. Самыми древними структурами являются крупные и довольно крутые антиклинали и чередующиеся с ними синклинали. В ядрах большинства антиклиналей обнажаются отложения зеленосланцевой серии, а крылья последовательно сложены всеми свитами филлитовой серии. Крупные структуры осложнены непрерывной мелкой изоклинальной складчатостью нескольких порядков. Первые разбиты разломами на отдельные блоки, как правило незначительно смещенные друг относительно друга.

На протерозойских отложениях местами непосредственно залегают осадки кембрия, ордовика и силура, особенно часто встречающиеся на п-ове Челюскин. Как правило, они приурочены к окраинам протерозойского массива.

СИНИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Исследованиями последних лет было доказано, что на Таймыре должны выделяться отложения позднего докембрия, т. е. синийского комплекса, существенно отличающиеся от фаунистически охарактеризованных нижнекембрийских пород и более метаморфизованных пород верхнего протерозоя. Ранее эти отложения включались главным образом в состав нижнего кембрия и частично относились к верхнему протерозою.

Синийские отложения обстоятельно исследованы в 1955—1958 гг. М. Н. Злобиным, В. П. Орловым, Р. Ф. Соболевской, Ю. Е. Погребичкиным и В. А. Черепановым.

Синийские отложения залегают с угловым несогласием на различных свитах верхнего протерозоя. В основании синийских отложений в ряде пунктов Горного Таймыра (п-ов Челюскин, бассейны верхнего течения рек Ленивой и Шренк и др.) обнаружены горизонты полимиктовых конгломератов самой разной мощности (до нескольких сотен метров). В составе галек этих конгломератов содержатся исключительно метаморфические и магматические породы верхнего протерозоя. Нижнепротерозойские гнейсы и граниты отсутствуют. Чаще всего встречаются гальки метаморфизованных фельзит-порфиоров, кварцитов и ортоамфиболитов, реже — гальки метаморфизованных и катаклазированных гранитоидов; довольно редки гальки филлитов.

Мощность синийских отложений в данном районе более 4000 м.

Синийские отложения довольно широко распространены вдоль северной окраины полуострова, занимая площадь между Пясинским заливом и заливом Фаддея, к югу от зоны распространения метаморфизованных пород протерозойского возраста. Синийские породы залегают на частично размытых толщах верхнего протерозоя; они перекрываются

с угловым несогласием фаунистически охарактеризованными отложениями алданского яруса нижнего кембрия.

На восточном побережье Пясинского залива синийские отложения достаточно четко выделяются из разреза докембрийских образований меньшей степенью метаморфизма и наличием стратиграфического несогласия между верхнепротерозойскими и синийскими породами. Последние представлены здесь в низах зеленовато-серыми метаморфизованными полимиктовыми туфогенными песчаниками и рассланцованными известковистыми алевролитами с прослоями хлорито-серицитокварцевых сланцев. В их основании имеются пачки метаморфизованных песчаников с гравелитами и мелкогалечниковыми конгломератами. Над этими породами залегают серые водорослевые известняки, доломитизированные известняки и доломиты с остатками водорослей *Collenia* sp.

Общая мощность синийских отложений достигает 4000—4500 м.

АНАБАРСКИЙ МАССИВ

На Анабарском массиве нижний протерозой и метаморфизованный верхний протерозой отсутствуют. На склонах массива отложения синийского комплекса выделены из состава кембрийских отложений.

К синийскому комплексу здесь относится толща пород, согласно подстилающая палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего кембрия — алданский ярус и с резким угловым несогласием лежащая на заведомо докембрийских архейских образованиях по периферии Анабарского массива. Стратиграфическое соотношение синийских отложений с вышележащими нижнекембрийскими отложениями полностью не расшифровано. По западной окраине Анабарского массива между ними повсеместно отмечается перерыв в осадконакоплении, по восточной же окраине перерыв можно только предполагать по присутствию конгломератов в верхних частях разреза синийского комплекса. Палеонтологические находки в синийских отложениях довольно редки. В карбонатных отложениях известны горизонты водорослей, а в целом по разрезу широко распространены споры, по которым вмещающие их отложения сопоставляются с синийскими отложениями ряда других областей СССР и Китая.

По литологическим особенностям толща синийских отложений отчетливо разделяется на две свиты: нижнюю, мукунскую, представленную преимущественно терригенными осадками, и верхнюю, билахскую—доломитовую.

Отложения мукунской свиты окаймляют Анабарский массив с запада, севера и востока.

Наиболее полно свита представлена на западном склоне Анабарского массива — на р. Илье, где М. Т. Кирюшиной (1952), В. Е. Савицким и Р. Ф. Соболевской (1955) снизу вверх выделены три подсвиты — ильинская, бурдурская и лабазатская.

Ильинская подсвита сложена светлоокрашенными кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками и гравелитами. В средней части разреза в прослое песчанистого сланца обнаружены споры *Trachyotriletes obsoletes* (Naum.) Tim., *T. planus* Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. asperatus* (Naum.) Tim., *T. laminarites* Tim.

Мощность отложений ильинской подсвиты 320 м.

Бурдурская подсвита выражена красноцветными кварцевыми песчаниками с гематитом и кварцито-песчаниками. Мощность отложенной подсвиты 200—230 м.

Лабазатская подсвита состоит из светлоокрашенных кварцевых и аркозовых песчаников и кварцито-песчаников. Мощность отложений подсвиты 180 м.

Разрез мукунской свиты заканчивается усть-ильинскими слоями. Они характеризуются алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами и доломитами со строматолитами. Мощность их равна 60 м. В основании этих слоев обнаружены те же споры, что и в ильинской подсвите, и, кроме того, следующие формы: *Trachyoligotriletes minutus* (Naum.) Tim., *Botroligotriletes exspiratus* Tim., *Leioligotriletes minutissimus* (Naum.) Tim., *L. compactus* Tim., *Ocrytoligotriletes krichtofovichi* (Naum.) Tim.

В самой верхней части усть-ильинских слоев, помимо вышеперечисленных, были определены споры *Ocrytolifotriletes ischoricus* Tim. Среди пород ильинской и лабазатской подсвит нередко наблюдаются гальки и мелкие валуны, состоящие из кварца, милонитов, песчаников и кварцито-песчаников.

На восточной окраине Анабарского массива в основании мукунской свиты залегают крупнообломочные конгломераты мощностью 1—2 м. Выше располагаются песчаники, гравелиты и конгломераты. Образованный преимущественно известковистыми песчаниками грубообломочный материал в верхах разреза постепенно исчезает.

Мукунская свита формировалась в условиях мелководного режима. Об этом свидетельствуют волноприбойные знаки, трещины усыхания, косая слоистость и обилие в породах гидроокислов железа. Мощность свиты непостоянная: в бассейне р. Аганыли 260 м, по рекам Котуйкану и Илье 800 м, по рекам Фомичу и Тугуттуру 300—500 м, по р. Анабару 110—300 м; на юге Анабарского массива мощность мукунской свиты обычно снижается почти до нуля.

Породы билляхской свиты по периферии Анабарского массива перекрывают согласно отложения мукунской свиты, за исключением южной территории, где они местами лежат с угловым несогласием на дислоцированной толще пород архея, и за исключением северной окраины, где отмечается выклинивание билляхской свиты до полного исчезновения.

В билляхской свите присутствуют в большом количестве остатки разнообразных водорослей. В частности, на р. Кюэнекеяне Г. Г. Моором (1936) были обнаружены остатки *Collenia undosa* Wall и *Collenia* cf. *compacta* Wall, а на р. Котуйкане Ф. Г. Марковым были найдены остатки *Collenia* aff. *schamanica* Masl.

В бассейне р. Анабара билляхская свита слагается светлоокрашенными доломитами и известняками, чередующимися с кварцево-полевошпатовыми песчаниками (М. Н. Злобин, 1952). Иногда карбонатные породы обогащены песчаным материалом, местами содержат битум. В южной части бассейна мощность билляхской свиты доходит до 250 м, а на севере снижается до 50—100 м. В литологическом отношении по простиранию свита сильно меняется. В бассейне среднего и нижнего течения р. Кендеге, по В. В. Петропавловскому (1951), она слагается преимущественно светлоокрашенными доломитами; только в верхней части разреза появляются пласты глинистых, песчаных, кремнистых и оолитовых известняков, реже кварцевых

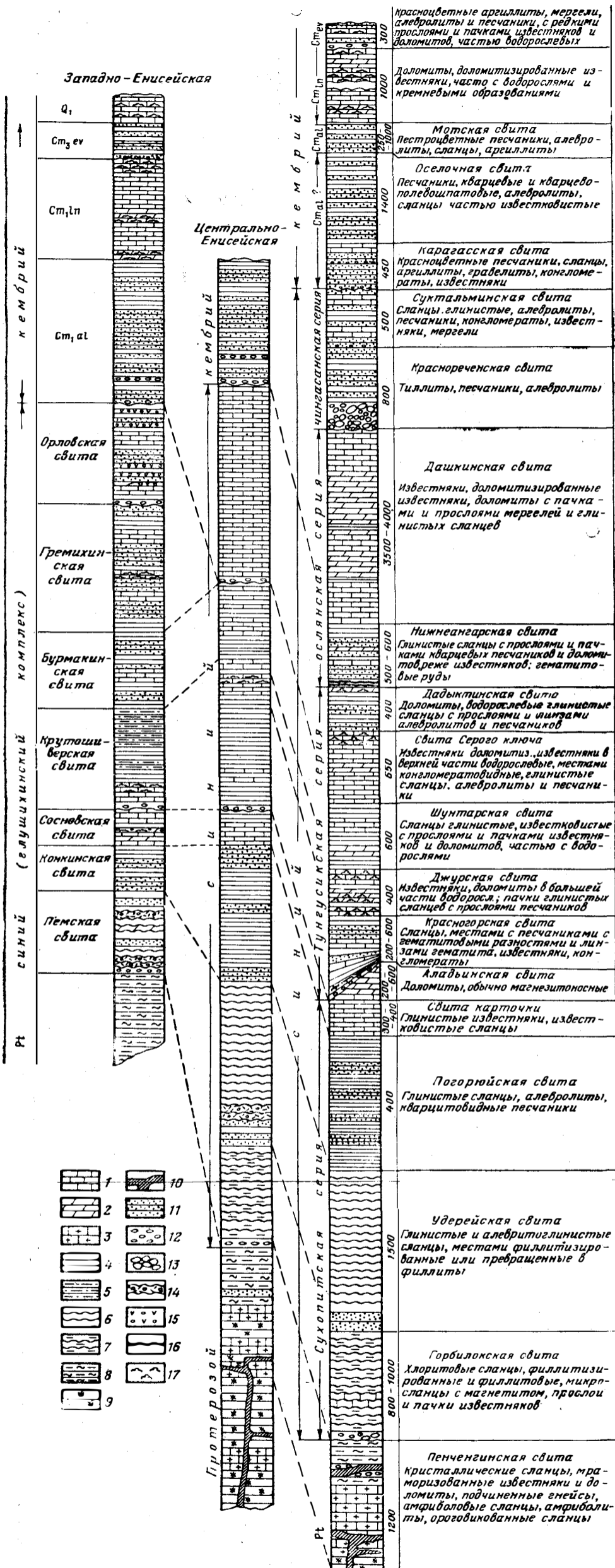


Рис. 18. Сводные стратиграфические колонки протерозоя, синия и кембрия Енисейского края по различным структурно-фациальным зонам (составил Г. И. Кириченко)

песчаников с карбонатным цементом. В бассейне р. Кюэнелекана в составе свиты отсутствуют песчаники, уменьшается количество оолитовых известняков и одновременно появляются пачки мергелей и известково-глинистых сланцев и увеличивается количество пластов известняков.

На юго-западной и западной окраинах Анабарского массива в бассейне рек Аганыли и Туколана, по данным Ф. И. Иванова (1952) и А. Д. Гроздилова (1955), билляхская свита в основном образована пестроцветными известняками и доломитами, в верхней части разреза которых появляются прослои мергелей и тонкие линзы гипса, а также изредка встречаются пласты песчаников. Мощность свиты около 250 м.

По направлению к северу вдоль западного склона массива, по наблюдениям В. Е. Савицкого и Р. Ф. Соболевской (1955), вещественный состав свиты несколько изменяется, а мощность ее возрастает до 1230 м. Здесь билляхская свита состоит из светлоокрашенных доломитов, иногда окремненных и глинистых. Почти по всему разрезу широко распространены строматолиты, брекчированные доломиты, прослои и линзы кремня, а в верхней части отмечаются также прослои кварцевых песчаников и песчаных доломитов.

В отложениях нижней, средней и верхней частей разреза билляхской свиты обнаружены те же споры, что и в мукунской свите, а также следующие формы: *Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim., *Trematosphaeridium* sp. nov., *Leioligotriteles minutissimus* (Naum.) Tim., *Myceroligotriteles marmoratus* Tim., *Stenozonotriteles bulaensis* Aver.

По данным В. Е. Савицкого и Р. Ф. Соболевской (1955), в районе междуречья Котуйкана и Медвежьей в билляхской свите среди доломитов отмечается большое количество прослоев известняков, кварцевых и аркозовых песчаников, а также гравелитов. На территории, лежащей севернее Анабарского массива, отмечается постепенное выклинивание отложений свиты в направлении с запада на восток при параллельном замещении доломитовых пород пестроцветными глинистыми доломитизированными известняками.

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Докембрийский возраст осадочных и метаморфических толщ, слагающих почти целиком Енисейский кряж, был установлен еще первыми исследователями золотоносных районов Сибири (Ячевский, 1894, 1904; Мейстер, 1903—1910; Ижицкий, 1900—1904; Стальнов, 1910, 1912), эти же исследователи сделали первую попытку стратиграфического расчленения докембрия. Все эти данные были использованы В. А. Обручевым в геологическом обзоре золотоносных районов Енисейского кряжа.

Более полные сведения о составе и строении докембрия северной части Енисейского кряжа были получены И. Г. Николаевым (1925—1929). С. В. Обручев (1929—1933) во время маршрутных исследований Тунгусского бассейна ознакомился с восточной окраиной Енисейского кряжа и описал сложный разрез докембрия этого района.

Е. Н. Шукина и Г. И. Петров попутно с поисками бокситов произвели достаточно детальные исследования в центральной части Енисейского кряжа и предложили новую схему стратиграфии докембрия, существенно отличающуюся от схем А. К. Мейстера и С. В. Обручева.

Территория Енисейского кряжа, расположенная между реками Каном и Ангарой, была изучена менее подробно. Первые сведения о стратиграфии и геологии докембрия были сообщены М. И. Одинцовым и П. П. Скабичевским (1937). С 1937 по 1939 г. в этом районе осуществлены маршрутные исследования Ю. А. Кузнецовым (1941, 1946, 1952).

После Великой Отечественной войны геологические исследования в Енисейском кряже ведутся в основном сотрудниками ВАГТа (А. А. Фалькова, О. П. Горяинова и др.) и Красноярского геологического управления (Б. Н. Горбунов, А. В. Лесгафт, Ф. Я. Пан, А. К. Рублев и др.); при этом почти вся территория кряжа покрывается крупномасштабными съемками. Одновременно в течение ряда лет изучением стратиграфии Енисейского кряжа занимаются сотрудники ВСЕГЕИ под руководством Г. И. Кириченко. Результаты этих работ опубликованы лишь частично в нескольких предварительных сообщениях Г. И. Кириченко (1948, 1955, 1957) и в статье О. А. Глико (1957).

Среди протерозойских отложений Енисейского кряжа с достаточной определенностью выделяются (рис. 18) лишь нижний протерозой и верхний протерозой, или синийский комплекс. Граница между нижним и верхним протерозоем до сих пор остается несколько неопределенной. Обычно к нижнему протерозою относят более или менее интенсивно метаморфизованные толщи, в то время как верхний протерозой вне зон контактового метаморфизма представлен нормально осадочными породами с сохранившимися спорами, а в некоторых случаях с известковыми водорослями.

Ряд исследователей (Кузнецов, 1946, 1952; Глико, 1957) полагает, что перерыв между нижним и верхним протерозоем (синием) был весьма значительным и сопровождался напряженной складчатостью и гранитной интрузией, что в совокупности обусловило, в общем, высокую степень метаморфизма нижнего протерозоя. Другие исследователи отрицают наличие несогласного залегания синия на нижнем протерозое. Следует отметить, что в ряде разрезов, в частности в бассейне р. Теи, в основании синийского комплекса встречены конгломераты с крупной галькой из подстилающих пород, что может указывать на существование перерыва между синием и протерозоем.

Граница верхнего протерозоя (синия) с кембрием здесь намечается более четко. Трансгрессивное налегание красноцветного платформенного нижнего кембрия на дислоцированные отложения синийского комплекса никем не оспаривается. Недостаточно ясным остается положение так называемой чингасанской серии, которую одни исследователи считают верхнепротерозойской, принадлежащей синиему комплексу, другие — относят к нижнему кембрию (М. А. Семихатов, В. В. Хоментовский).

Верхнепротерозойская складчатость сопровождалась новой гранитной интрузией, вызвавшей нормальный контактовый метаморфизм во вмещающих породах, причем галька гранитов, а также галька золотиносного кварца известны из конгломератов нижнего кембрия, кое-где сохранившегося в пределах Енисейского кряжа.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Метаморфические толщи, условно относимые к нижнему протерозою, в Енисейском кряже широко распространены. Они представлены разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами и мигмати-

тами с подчиненными прослоями мраморов, амфиболитов, кварцитов и гнейсо-кварцитов. Этот метаморфический комплекс выделен в тейскую серию. Глубокий метаморфизм пород тейской серии связан с гранитоидной интрузией (Посолененской), широко распространенной в областях ее развития.

Судя по тому, что в основании верхнепротерозойских (синийских) отложений, несогласно перекрывающих тейскую серию, содержатся



Рис. 19. Выходы гнейсов енисейского метаморфического комплекса на р. Кане в районе Большого порога.
Фото И. А. Фаустова

конгломераты с галькой мигматитов (инъекционных гнейсов), кварцитов, мраморов и филлитов, метаморфизм этот, а следовательно, и гранитоидная интрузия имели место еще в нижнем протерозое и до начала синия. V

Образования тейской серии особенно широко развиты в заангарской части, где они слагают ядро антиклинория, совпадающего по местоположению с хр. Карпинского. В южной, ангаро-канской части Енисейского кряжа они имеют меньшее распространение, уступая

место образования енисейского метаморфического комплекса, выделенного Ю. А. Кузнецовым (1941, 1946, 1952) и отнесенного им условно к архею.

Под названием енисейского метаморфического комплекса Ю. А. Кузнецовым (1941) описана толща кристаллических сланцев, сложенная в основном мелкозернистыми сланцеватыми биотит-плагиоклазовыми гнейсами и плагиоклазовыми амфиболитами с редкими и тонкими прослойками полевошпатовых кварцитов, а также силикатовых мраморов и доломитов. Среди этих кристаллических сланцев местами наблюдаются мелкие послойные, реже секущие интрузии гранитов, аплитов, пегматитов, сопровождающиеся широкими мигматитовыми полями, причем все эти породы уже после своего образования испытали перекристаллизацию с образованием ортогнейсов; кое-где они подверглись новому инъекционному метаморфизму со стороны Посольненской (синийской) гнейсо-гранитной интрузии. Все эти образования, несмотря на их различный состав, происхождение и возраст, испытали, в общем, одинаковый метаморфизм и несут совершенно ясные черты амфиболитовой фации.

Енисейский метаморфический комплекс развит вдоль западной окраины ангаро-канской части Енисейского кряжа (рис. 19). Здесь намечаются две полосы кристаллических сланцев амфиболитовой фации, несколько отличающихся друг от друга.

Восточная полоса, прилегающая к области развития пород канского метаморфического комплекса, сложена преимущественно биотит-плагиоклазовыми гнейсами, массивными черными амфиболитами и силикатовыми мраморами и пересечена многочисленными дайками древних амфиболитизированных диабазов. В пределах этой полосы наблюдаются также амфиболиты с реликтовым пироксеном и биотит-гранатовые гнейсы, напоминающие бластомилониты гранатовых гнейсов канского комплекса, и можно думать, что эти породы являются существенно продуктами повторного метаморфизма, преобразовавшего этот комплекс.

В западной полосе, прослеживающейся только в разрезах по Енисею от устья р. Кимбирки до половины расстояния между устьями рек Юдиной и Посольной, преобладают сланцеватые, иногда тонкослоистые пара- и ортоамфиболиты; биотит-плагиоклазовые гнейсы распространены меньше; совсем не наблюдались дайки древних диабазов. Возможно, что породы этой полосы образовались за счет более молодой осадочной толщи, например соответствующей тейской серии северной части Енисейского кряжа. Эти две полосы кристаллических сланцев разделены довольно широкой зоной развития диафторитов, представленных эпидото-хлоритовыми и слюдяными сланцами.

В понятие енисейского метаморфического комплекса Ю. А. Кузнецов вкладывал чисто петрографическое содержание, объединяя под этим названием породы, принадлежащие к определенной метаморфической фации. Этот комплекс, по его мнению, образовался за счет пород древнего канского комплекса при его повторном метаморфизме и только частично за счет более молодой, чем архей, осадочной толщи, возможно эквивалентной тейской серии.

Тейская серия разделяется на две свиты: хр. Карпинского и пенчегинскую. Граница между ними условная. Первая из этих свит характеризуется более значительной степенью метаморфизма пород и, по видимому, отсутствием мраморов и слабым развитием амфиболитов,

получивших большее распространение в пенченгинской свите. Кроме того, в составе последней преобладают измененные песчаники, алевролиты и сланцы.

Свита хр. Карпинского слагает осевую часть центрального антиклинория на севере Енисейского края. Сложена разнообразными по структуре гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами с подчиненными амфиболитами, кварцитами и гнейсо-кварцитами. Наибольшим распространением пользуются гнейсы. Среди них выделяются: двуслюдяные, биотитовые, биотит-роговообманковые, мусковитовые, полевошпатовые и амфиболовые гнейсы.

Из кристаллических сланцев развиты по преимуществу кварцевослюдяные разновидности. Они содержат дистен, ставролит, гранат, силлиманит и гиперстен. Амфиболиты образовались за счет изменения основных пород и, возможно, известняков. Мощность свиты точно не установлена, она, по-видимому, не менее 1000 м.

Отложения пенченгинской свиты окаймляют свиту хр. Карпинского, слагающая крылья антиклинория. Кроме того, они протягиваются в южном направлении через бассейн рек Чиримбы и Панимбы в районе верхнего течения р. Пенченги и еще южнее к р. Ангаре и на некоторое расстояние к югу от нее. Выходы отложений пенченгинской свиты известны также и по западной окраине Енисейского края.

В северной части края пенченгинская свита сложена различными метаморфизованными осадочными породами — гнейсами, кварцевосерицито-хлоритовыми, мусковитовыми кристаллическими сланцами, метаморфизованными алевролитами, реже кварцитами, гнейсо-кварцитами и песчаниками, сильно измененными карбонатными породами, играющими преобладающую роль в нижней части свиты, а также амфиболовыми породами. Иногда в кристаллических сланцах присутствуют турмалин, дистен и гранат. Алевролиты, как и карбонатные породы, характеризуются значительным содержанием графитистого вещества, местами содержат обильную вкрапленность пирита и пентландита. Кроме амфиболитов, образовавшихся в основном за счет карбонатных пород и древних пород основного состава, в пенченгинской свите (как и в свите хр. Карпинского) наблюдаются амфиболиты, которые следует относить, по-видимому, за счет изменения основных изверженных пород.

Разрез пенченгинской свиты по р. Чиримбе, по данным Г. И. Кириченко (1958), сложен преимущественно карбонатными породами. В основании свиты залегает толща мраморизованных известняков и мраморов мощностью около 700 м. Внизу они представлены темно-серыми и черными разностями, в средней части серыми, обычно ленточнослоистыми и в верхней части зеленовато-серыми глинистыми.

Карбонатная толща перекрывается известково-глинистыми сланцами (около 100 м), выше которых залегает толща (около 400 м) лилово-серых, частью ленточно-полосатых микросланцев с пачками и прослоями кварцитов и несколькими горизонтами известняковых конгломератов с песчано-известковистым цементом. Конгломераты внутрiformационные, не имеют выдержанного повсеместного распространения и, как правило, приурочены к пачкам кварцитов, где они образуют прослой и линзы. Мощность конгломератов от 5 до 15 м. Выше залегают типичные зеленовато-серые хлоритовые сланцы и микросланцы горбилокской свиты. Общая мощность пенченгинской свиты здесь не менее 1200 м.

В разрезе по р. Вороговке, по данным Г. И. Кириченко (1959), пенченгинская свита также распадается на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена мраморами с подчиненными пачками кристаллических сланцев, верхняя подсвита представлена кристаллическими сланцами и микросланцами; в нижней части с прослоями и пачками кристаллических известняков с многочисленными прослоями и пачками внутриформационных, преимущественно известняковых конгломератов.

Пенченгинская свита перекрывается синийскими отложениями, по-видимому, несогласно, с размывом и с конгломератами в основании, как это отмечают Г. П. Болгов и А. И. Александров для разреза по р. Панимбе, а Л. А. Ячевский (1904а), И. Г. Николаев (1929) и Я. Д. Шенкман — для северной части кряжа. Наличие конгломерата в основании синийских отложений наблюдалось в разрезе по р. Тее у рч. Медведки и по руч. Востротининскому, где он залегает на породах пенченгинской свиты. Толща этих конгломератов Н. С. Подгорной и А. Г. Гурьевым прослежена от руч. Востротининского до р. Нойбы.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ (СИНИЙСКИЙ КОМПЛЕКС)

Верхнепротерозойские (синийские) отложения в пределах Енисейского кряжа имеют широкое распространение, особенно в заангарской его части, где они размещаются в пределах выделяемой Г. И. Кириченко Саяно-Енисейской структурно-фациальной зоны. Эта зона отчетливо разделяется на две подзоны: Восточно-Енисейскую и Западно-Енисейскую¹. Менее ясно выражена третья, переходная зона, — Центрально-Енисейская.

Восточно-Енисейская подзона примерно с начала формирования тунгусикской серии характеризуется наличием признаков субплатформенных условий развития, особенно четко проявившихся к концу синия. В Западно-Енисейской подзоне геосинклинальные условия развития выражены более резко и являются более устойчивыми. Почти на всем протяжении синия формирование осадков сопровождается вулканической деятельностью, зафиксированной накоплением осадочно-вулканогенных отложений этого возраста, представленных осадочно-вулканогенными породами с подчиненными телами туфов, прослоями и линзами, сложенными пирокластическим материалом кислого и основного состава.

Есть основания полагать, что Западно-Енисейская подзона была расположена ближе к внутренним частям геосинклинали, чем Восточно-Енисейская подзона, располагавшаяся в краевой, приплатформенной части геосинклинального бассейна. В Восточно-Енисейской подзоне со времени начала формирования тунгусикской серии стали обозначаться черты субплатформенных условий развития с усилением этих черт к востоку.

В пределах обеих подзон длительно сохранялись более или менее одинаковые условия геотектонического развития на обширной территории, составной частью которой является Енисейский кряж. Позднее

¹ Представление Г. И. Кириченко о существовании двух структурно-фациальных зон на Енисейском кряже встречает возражения со стороны группы геологов Красноярского геологического управления (Б. Н. Горбунов, А. В. Лесгафт, А. К. Рублев, Ф. Я. Пан и др.), полагающих, что строение разрезов обеих подзон не имеет существенных различий. *Прим. ред.*

в каждой из указанных подзон в связи с изменением тектонического режима возникли различные условия осадконакопления, что выразилось в различии литологического строения разрезов синия этих подзон, а также в увеличении мощностей некоторых стратиграфических подразделений в направлении с востока на запад.

В конце синийского времени, т. е. после отложения чингасанской серии, в которую следует включать также карагасскую и оселочную свиты, в пределах территории Енисейского кряжа происходит складчатость, внедрение интрузий и размыв, предшествующий отложению нижнекембрийских осадков.

Синийские отложения Енисейского кряжа, развитые в пределах Восточно-Енисейской структурно-фациальной подзоны, Г. И. Кириченко (1955) расчленены на одиннадцать свит, объединенных в четыре серии, разделенные стратиграфическими перерывами. Этот разрез рассматривается как основной (эталонный) для синийских отложений Енисейского кряжа и смежных с ним областей. Осадочно-вулканогенные образования, развитые по западной окраине кряжа, в пределах Западно-Енисейской подзоны выделены в глушихинский комплекс, представленный семью свитами, разрез которого только предварительно сопоставлен с основным разрезом синия Енисейского кряжа (рис. 18 и табл. 3)¹.

Распределение свит в сериях, их мощности и характер соотношения, а также сопоставление разреза глушихинского осадочно-вулканогенного комплекса с основным разрезом синийских отложений показаны на стратиграфической корреляционной схеме (см. табл. 3). На этой же схеме приведено сопоставление разреза Туруханского поднятия.

Синийские отложения в Енисейском кряже несогласно перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия, залегающими на различных свитах синийского комплекса — от горбилоской до дашкинской.

В результате исследования спор, проведенного Ю. А. Алюшинским под руководством Б. В. Тимофеева, установлено, что остатки их содержатся почти по всему разрезу синийских отложений от горбилоской до суктальминской свиты. Они не обнаружены пока только в аладьинской свите, по-видимому, вследствие отсутствия в ней терригенных пород. Споры обнаружены также в конкинской, крутошиверской, бурмакинской и орловской свитах глушихинского комплекса.

Всего установлено 10 родов, из них девять объединяются семейством *Sphaeroligotriletes*, а именно: *Leioligotriletes*, *Trachyoligotriletes*, *Ocridoligotriletes*, *Bothroligotriletes*, *Mycteroligotriletes*, *Tyloligotriletes*, *Lopholigotriletes*, *Acantholigotriletes*, *Stenozonoligotriletes*; десятый род *Protoleiosphaeridium* входит в семейство *Leiosphaeridaceae*. В составе этих десяти родов установлено 30 видов, из них 8 видов являются новыми.

Сухопитская серия. Отложения сухопитской серии распространены в Енисейском кряже широко. В ее состав входят свиты: горбилоская, удерейская, погоруйская, свита Карточки и аладьинская. В западной

¹ По данным Б. Н. Горбунова, А. В. Лесгафта, Ф. Я. Пан и др. (Красноярское геологическое управление), в Западно-Енисейской подзоне могут быть выделены те же свиты, что и в Восточно-Енисейской. Названные исследователи считают, что нет необходимости выделять глушихинский комплекс. *Прим. ред.*

Корреляционная схема архейских, протерозойских и синийских образований Енисейского края Туруханского поднятия
Составил Г. И. Кириченко

Основной разрез Енисейского края					Осадочно-вулканогенный комплекс (глушихинский)	Туруханское поднятие
Возраст	Серии и комплексы	Подсерии	Свиты	Литологическая характеристика		Свиты
Кембрий			Суктальминская. 500 м	Сланцы глинистые; алевролиты; песчаники; конгломераты; известняки; мергели		
			Краснореченская. 800 м	Тиллиты; песчаники; алевролиты		
Синий	Ослянская		Дашкинская. 3500—4000 м	Известняки и доломиты, частью водорослевые; подчиненные глинистые сланцы		Дурномысская свита. 300 м
			Нижнеангарская. 500—600 м	Серые, темно-серые и черные глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников, местами последние преобладают над сланцами. Гематитовые руды; красноцветные песчаники; алевролиты; сланцы		Речкинская свита. 300 м Туруханская свита. 200 м Монастырская свита. 300 м
		Дадыктинская. 400 м	Глинистые сланцы серые и темно-серые с прослоями и линзами алевролитов и песчаников; в верхней части водорослевые доломиты	Орловская свита Известняки; сланцы; песчаники; туфопесчаники; туфы и туфолавы основных пород; известняки водорослевые. 1000 м		Надковрижная свита. 200 м

С и н и й

Т у н г у с и к с к а я		Верхняя (киргитская)		Гренихинская свита Глинистые, алевроито-глинистые сланцы; пестроцветные известняки и мергели; алевролиты; песчаники; известняки водорослевые. 1300 м	Свита Коврижки. 500 м
		Верхняя			
Нижняя (пото-скупская)		Серого Ключа. 650 м	Известняки; доломитизированные известняки, в верхней части водорослевые	Бурмакинская свита Глинистые и алевроито-глинистые сланцы; алевролиты; песчаники; редкие пачки известняков. 750 м	Свита Буровой. 600—1000 м
		Шунтарская. 600 м			
С у х о п и т с к а я		Джурская. 400 м	Известняки; доломиты в большей части водорослевые, подчиненные пачки глинистых сланцев	Крутошиверская свита Глинистые сланцы с прослоями алевролитов, известняков и туфопесчаников. 1000 м	Деревнинская. 400 м Сухотунгусинская (верхняя подсвита). 400 м
		Красногорская. 200—600 м			
С у х о п и т с к а я		Верхняя	Аладьинская. 200—600 м	Сосновская свита Доломиты; известняки с прослоями конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, туфов, порфиров и порфиритов. 350 м	Сухотунгусинская (нижняя подсвита). 200 м Свита Ленок. 250 м
		Верхняя	Карточки. 300—400 м		
		Нижняя	Погорийская. 1400 м	Зеленовато-серые, лиловые и бурые глинистые известняки	Конкинская свита Алевролитоглинистые сланцы, ленточно-полосчатые; песчаники; гравелиты; прослой известковистых песчаников. 450 м

Основной разрез Енисейского края					Осадочно-вулканогенный комплекс (глушихинский)	Туруханское поднятие
Возраст	Серии и комплексы	Подсерии	Свиты	Литологическая характеристика		Свиты
С и н и й	С у х о п и т с к а я	Н и ж н я я	Удере́йская. 1500 м	Глинистые сланцы, местами филлитизированные или превращенные в филлиты	Пемская свита Глинистые сланцы филлитизированные; филлиты с прослоями алевролитов и песчаников; туфолавы порфиров. 800 м	Игарская. Мощ- ность не установ- лена
			Горбилокская. 800—1000 м	Зеленые хлоритовые сланцы филлитизированные и филлитовые, обычно с магнетитом; прослой и пачки известняков		
Прогерозой	Тейская		Пенченгинская. 1000—1200 м	Кристаллические сланцы; мраморизованные известняки и доломиты; подчиненные гнейсы; амфиболовые сланцы, амфиболиты		
			Хребта Карпинского. 1000 м	Гнейсы; мигматиты; кристаллические сланцы; мраморы; кварциты; гнейсо-кварциты; амфиболиты		
	Енисейский метаморфический комплекс (возможно, соответствует тейской серии (?))	Подлежит расчленению	Кристаллические сланцы амфиболитовой фации; биотит-плагиоклазовые гнейсы; параамфиболиты; полевошпатовые кварциты; силикатовые мраморы и доломиты; амфиболиты			
Архей	Канский метаморфический комплекс		Подлежит расчленению	Кристаллические сланцы с минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов; гранатовые гнейсы и гранулиты; чарнокиты и норито-анартозиты		

части Енисейского кряжа им соответствуют пемская, конкинская и со-сновская свиты глушихинского осадочно-вулканогенного комплекса.

Горбилюкская свита представлена зелеными серицит-хлоритовыми микрокристаллическими сланцами, частично зелеными филлитами. В основании свиты отмечается горизонт конгломератов, а в верху ее в разрезе по р. Горбилюку 100-метровая пачка карбонатных пород. Филлиты и серицит-хлоритовые микросланцы обладают хорошо выраженной сланцеватостью, микролепидобластовой структурой, иногда пльчатой текстурой. Отдельные прослои содержат большое количество хлорита, представленного пеннином. Местами встречаются кристаллы хлоритоида. Почти во всех шлифах отмечаются единичные зерна турмалина и повышенное содержание магнетита и ильменита. Горбилюкская свита с удерейской связана постепенным переходом. Мощность ее 800—1000 м.

Удерейская свита согласно залегает на горбилюкской свите. Она представлена серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми глинистыми и алеврито-глинистыми сланцами, обычно филлитизированными, местами превращенными в филлиты и хлорит-серицитовые микрокристаллические сланцы. На восточной окраине Енисейского кряжа в разрезе по р. Иркинеевой глинистые сланцы удерейской свиты почти не метаморфизованы. В некоторых разрезах в составе удерейской свиты отмечаются прослои песчаников и алевролитов и более или менее выдержанный горизонт песчаников и кварцитов в нижней части разреза этой свиты. Верхняя часть свиты в разрезе по Ангаре, в бассейне р. Сухой Пит, и в других пунктах кряжа сложена угольно-черными, обычно интенсивно пиритизированными филлитами с подчиненными им алевролитами такого же цвета. Мощность свиты около 1500 м.

Погорюйская свита в Енисейском кряже распространена широко. Слагающие ее породы согласно и с постепенным переходом, без перерыва, залегают на удерейских сланцах и также согласно и постепенно перекрываются свитой Карточки. Ввиду такой постепенности перехода отложений граница между удерейской и погорюйской свитами и свитой Карточки принимаются условно. Слагающие свиту сланцы, в общем, такие же, как и удерейские, но со значительной примесью алевритового материала, обычно обособляющегося в линзочки и прослоечки. Сланцам подчинены прослои и пачки алевролитов, песчаников и кварцитов. На поверхности наслоения песчаников и алевролитов местами наблюдаются отпечатки и слепки волноприбойных знаков, трещин усыхания и, возможно, кристаллов льда.

В западной части Енисейского кряжа в разрезе р. Большого Пига и у зим. Большой Пит кварцевые песчаники и кварциты отмечаются только в верхней части погорюйской свиты. Остальная часть ее сложена глинистыми филлитизированными сланцами с тонкими, миллиметровыми прослоечками карбонатно-железистого материала. В восточной части кряжа, в частности в разрезе по рекам Иркинеевой и Каменке, в составе обломочного материала песчаников и алевролитов наряду с кварцем присутствуют зерна калиевого полевого шпата (30—35% от всей массы зерен); встречаются циркон и глауконит.

Алеврито-глинистые сланцы погорюйской свиты часто обладают тонкополосчатой текстурой за счет чередующихся темно-серых глинистых и светло-серых алевритовых прослоев мощностью от долей миллиметра до 1 мм. Они обычно сгруппированы в ритмы по 10—20 прослоечков в каждом, что напоминает ленточные глины. В редких

случаях в составе погорюйской свиты отмечаются линзы и прослои карбонатных пород.

Общая мощность свиты 1400 м.

Свита Карточки обычно сложена пестроцветными тонкозернистыми глинистыми известняками и известковистыми сланцами. Преобладающая окраска этих пород зеленовато-серая, буровато-лиловая, лиловая и шоколадно-бурая. В центральной части кряжа преобладают розоватые и зеленовато-розовые известняки, при выветривании приобретающие ярко-оранжевую окраску. В сосновской свите, являющейся аналогом свиты Карточки, существенным развитием пользуются также оранжевые, иногда водорослевые доломиты.

Отложения свиты Карточки имеют выдержанный характер не только в пределах всей территории кряжа, но и в области Туруханского поднятия. Ввиду этого они служат хорошим маркирующим горизонтом. С подстилающей погорюйской свитой свита Карточки связана постепенными переходами. Перекрывается она согласно аладынской свитой, а там, где последняя отсутствует, с размывом красногорской свитой.

Мощность свиты Карточки 300—400 м. В некоторых районах она вследствие размыва значительно сокращается.

Аладынская свита сложена серыми, светло-серыми, местами белыми доломитами, обычно с брекчиевой текстурой и мелкими кремневыми стяжениями, с обильными жилками и жеодами кристаллического доломита и магнезита. Образование магнезита осуществлялось путем метасоматического замещения доломита, местами в крупных масштабах. Отложения аладынской свиты известны только в юго-восточной части Енисейского кряжа. Наиболее северные выходы их установлены в верхнем течении р. Большого Пита. В остальных частях кряжа они, по-видимому, размыты до отложения красногорской свиты, а местами, возможно, и не отлагались. Мощность аладынской свиты от 200 до 600 м.

Тунгусикская серия. Эта серия подразделяется на две подсерии: нижнюю (потоскую) и верхнюю (киргитейскую). В первую из них входят свиты красногорская и джурская¹, во вторую — шунтарская, свита Серого Ключа и дадыктинская². Тунгусикская серия представлена карбонатно-терригенными отложениями, обладающими значительной фациальной изменчивостью, в связи с чем мощность ее также непостоянна.

Красногорская свита залегает без видимого углового несогласия, но с размывом на аладынской свите, а в районах, где ее отложения отсутствуют, непосредственно на породах свиты Карточки, обычно в той или иной степени размытых. Перекрывается красногорская свита согласно и без перерыва отложениями джурской свиты.

Красногорская свита характеризуется непостоянством мощности и значительной фациальной изменчивостью. На юго-востоке заангарской части кряжа она сложена глинистыми, слегка железистыми сланцами. В основании которых залегает 25-метровая пачка кварцевых песчаников

¹ Б. Н. Горбунов, А. В. Лесгафт, А. К. Рублев и Ф. Я. Пан придерживаются мнения, что самостоятельного значения эти свиты не имеют и могут выделяться лишь в качестве подсвит потоской свиты. *Прим. ред.*

² Б. Н. Горбунов, А. В. Лесгафт, А. К. Рублев, Ф. Я. Пан и др. выделяют свиты Серого Ключа и дадыктинскую в качестве одноименных подсвит киргитейской свиты. *Прим. ред.*

с мелкими линзами осадочного гематита. Мощность красногорской свиты здесь 180 м.

Севернее, в бассейнах рек Каменки и Горбилока, эта свита представлена серыми, зеленовато-серыми и красными сланцами, перекрытыми пачкой песчаников, частью железистых. В основании красногорской свиты, залегающей здесь на размытой поверхности свиты Карточки, отмечается горизонт конгломерата. Западнее в разрезе этой свиты значительную роль играют ленточно-полосчатые сланцы, частью хлоритовидные.

В разрезе по р. Большому Питу, у щек, в основании свиты отмечается 75-метровый горизонт существенно известнякового конгломерата, залегающий в этом районе на сильно размытых отложениях свиты Карточки. Выше залегают 250-метровая толща известняков, постепенно сменяющихся вверх по разрезу глинистыми, частью хлоритовидными сланцами и кварцевыми алевролитами. Значительная толща известняков в основании красногорской свиты отмечается и в разрезе по р. Большому Питу в районе устья р. Панимбы. В центральной части кряжа в средней части красногорской свиты, представленной в основном сланцами и алевролитами, отмечаются прослой и пачки карбонатных пород.

Общая мощность красногорской свиты от 200 до 600 м.

Джурская свита залегают согласно на красногорской свите. Сложена известняками и доломитами светло-серыми, местами розоватыми или лиловатыми, обычно рифогенными — водорослевыми. Водоросли представлены *Collenia* и *Conophyton*; последние характерны только для этой свиты — как для разреза синия Енисейского кряжа, так и для других районов Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых областей. Рифогенный характер значительной части разреза джурской свиты сохраняется во всех районах ее развития.

Толще карбонатных пород джурской свиты подчинены пачки глинистых сланцев и алевролитов, значение которых в Енисейском кряже возрастает в северо-западном и западном направлениях. В этом же направлении возрастает и общая мощность джурской свиты. В восточной части кряжа она составляет 400 м, а в центральной — 800 м, что объясняется изменчивостью состава пород и наличием внутриформационных размывов.

Шунтарская свита сложена серыми, темно-серыми и угольно-черными обычно известковистыми, часто хлоритовидными и серицит-хлоритовидными сланцами, алевролитами, песчаниками и кварцитами. Наблюдаются также прослой и пачки карбонатных пород, представленные известняками и доломитами, частью водорослевыми. Местами отмечаются пачки, нацело сложенные хлоритовидными сланцами зеленого и лилового цвета. На стенках скалистых обнажений пород шунтарской свиты часто наблюдаются белые и желтые налеты сульфатных солей. Шунтарская свита согласно подстилается джурской свитой и согласно перекрывается свитой Серого Ключа. Мощность ее в среднем около 600 м.

Свита Серого Ключа в юго-восточной части кряжа сложена известняками и доломитизированными известняками, в низах разреза (500 м) тонкослоистыми и плитчатыми, в верхней его части (100—150 м) тонкослоистыми, обычно водорослевыми. В более северных районах кряжа толще известняков этой свиты подчинены глинистые сланцы и мергели главным образом лилового и лилово-серого цвета. Среди известняков существенную роль играют конгломератовидные и брекчие-

видные разности, обычно серого цвета. Наблюдаются также розовые, зеленовато-серые и лиловые известняки с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев. Местами отмечаются прослой и пачки алевролитов и кварцевых песчаников. Мощность свиты Серого Ключа около 650 м.

Дадыктинская свита сложена глинистыми сланцами с прослоями и пачками кварцевых песчаников, особенно развитых в центральной части кряжа, где значительным развитием пользуются также и хлоритовидные разности сланцев. В разрезах восточной части кряжа в верхней части свиты залегает 100—150-метровая пачка рифогенных водорослевых доломитов. В западном и северо-западном направлениях эта пачка карбонатных пород заменяется терригенными осадками. Дадыктинская свита в северных районах кряжа не изучена. В западной части кряжа ей соответствует, по-видимому, верхняя часть бурмакинской свиты глушихинского комплекса. Общая мощность дадыктинской свиты около 400 м.

Ослянская серия. Эта серия включает две свиты — нижнеангарскую и дашкинскую. Первая из них развита только в восточной части кряжа — в Ангаро-Питском железорудном бассейне.

Нижнеангарская свита развита только по восточной окраине заангарской части Енисейского кряжа в пределах Ангаро-Питского железорудного бассейна. Западнее она, по-видимому, или размывта, или фациально замещена карбонатными породами и не отделима от залегающей выше дашкинской свиты. В Приангарье, как и в восточной части Ангаро-Питского железорудного бассейна, на всем его протяжении с юга на север нижнеангарская свита сложена глинистыми сланцами с прослоями кварцевых песчаников, доломитов и известняков. В северо-западном направлении фациальный состав ее сильно меняется в сторону увеличения песчаников и алевролитов, в особенности в верхней части разреза.

Нижняя часть свиты представлена рудным горизонтом мощностью от 60 до 90 м в южной части бассейна, значительно уменьшающейся к северу. Этот горизонт сложен лептохлорит-гематитовыми рудами с подчиненными гематитовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Гематитовые руды представлены главным образом гравелитовыми разностями. Массивные гематитовые руды играют подчиненную роль, как и брекчиевые руды гематит-сидеритового состава. В восточном направлении оруденение исчезает. Выше залегает толща кварцевых песчаников, черных аргиллитов и алевролитов общей мощностью около 50 м, перекрываемая толщей фиолетовых песчаников и сланцев. Мощность этой толщи около 420 м.

Общая мощность нижнеангарской свиты 500—600 м.

Дашкинская свита широко распространена в восточной и центральной частях кряжа. На юге она прослеживается только в Приангарье, а на севере — в бассейне р. Вороговки. В восточной части кряжа в пределах Ангаро-Питского синклинария эта свита залегает согласно на нижнеангарской свите. На западе, где нижнеангарская свита, по-видимому, отсутствует, дашкинская (токминская) свита залегает несогласно и трансгрессивно на более древних отложениях. Представлена она известняками с подчиненными доломитами. Эти карбонатные породы частично глинистые. Им подчинены прослой и пачки мергелей, глинистых сланцев и глинистых алевролитов. Породы дашкинской свиты местами сильно сплюснуты, что хорошо видно благодаря наличию

в пластах известняков тонких прослоечков глинистых известняков. Мощность дашкинской свиты около 3500—4000 м.

Чингасанская серия распространена в северо-западной части Енисейского кряжа. Она еще очень слабо изучена. Предварительно серия расчленена на две свиты: краснореченскую и суктальминскую.

Краснореченская свита представлена мощной толщей тиллитов с подчиненными прослоями сланцев и алевролитов, сосредоточенными преимущественно в верхней части разреза. Обломки и валуны тиллитовой толщи представлены гранитоидами, кристаллическими сланцами протерозоя и различными породами почти всех свит синия Енисейского кряжа (до шунтарской свиты включительно). Наилучшие разрезы этой свиты можно наблюдать на р. Вороговке, где видно, как она резко несогласно залегаёт на различных частях разреза синия и также несогласно перекрывается метаморфизованными, полого залегающими карбонатными отложениями, относимыми к оюотской свите или к ленскому ярусу нижнего кембрия.

О генезисе этих осадков, как и о их возрасте, у исследователей нет единого мнения. Одни считают их морскими ледниковыми образованиями — тиллитами (Николаев, 1929, 1930; Чураков, 1933; Кириченко, 1956, 1958), другие (Григорьев и Семихатов, 1958, 1959) отрицают их ледниковое происхождение, считая их нижекембрийскими «прибрежно-морскими отложениями, которые разнесены на большие расстояния суспензионными течениями и подводными оползнями». По мнению В. Н. Григорьева и М. А. Семихатова, рассматриваемая свита согласно подстилает отложения мотской (немчанской) свиты алданского яруса нижнего кембрия.

Мощность краснореченской свиты точно не установлена; по-видимому, она достигает 800 м.

Суктальминская свита сложена гравелитами, кварцитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями и пачками мраморизованных известняков. Отложения этой свиты связаны постепенными переходами с отложениями краснореченской свиты и резко несогласно перекрыты отложениями нижнего кембрия. Мощность суктальминской свиты около 500 м. Как показали исследования Г. И. Кириченко (1956), В. Н. Григорьева и М. А. Семихатова (1958), Н. С. Подгорной и А. Г. Гурьева, отложения суктальминской свиты, как и отложения краснореченской в разрезах по р. Вороговке, содержат вулканогенный материал в виде мелкообломочной примеси и прослоев сильно измененных туфолав спилитового характера. Эти две свиты по своему стратиграфическому положению соответствуют верхней подсвите оселочной свиты, имеющей в пределах Енисейского кряжа широкое распространение.

К чингасанской серии, по мнению Г. И. Кириченко, следует относить также остальную часть разреза оселочной свиты и карагасскую свиту.

О возрасте карагасской и оселочной свит, как известно, у исследователей нет единого мнения. Одни считают их возраст нижекембрийским, другие докембрийским — синийским. К синийскому комплексу они отнесены условно. Их возможный докембрийский возраст в известной мере подтверждается определением абсолютного возраста глауконита из оселочной свиты, давшим цифру 747 млн. лет.

Общая мощность синийских отложений Енисейского кряжа по оселочному разрезу составляет около 11,5—12,5 км или несколько более.

Глушихинский осадочно-вулканогенный комплекс

Этот комплекс развит в западной части Енисейского кряжа и хорошо обнажен по р. Большому Питу, где слагает Бурмакинский синклинорий. Здесь он отчетливо распадается на две части, разделенные стратиграфическим перерывом. Верхнюю часть его составляют две свиты, выделенные Г. И. Кириченко в 1947 г., — орловская и подстилающая гремихинская. В составе нижней части комплекса Г. И. Кириченко в 1956 г. выделены следующие свиты: пемская, конкинская, сосновская, крутошиверская и бурмакинская. Между сосновской и бурмакинской свитами также отмечается перерыв, но менее значительный. В этой части комплекса преобладающую роль играет кислый вулканогенный материал, отвечающий по составу порфирам. Материал порфиритового состава играет в ней подчиненную роль.

В верхней части комплекса вулканогенный материал характеризуется основным составом. В отложениях конкинской и бурмакинской свит вулканогенный материал, по-видимому, отсутствует; не встречен он также в низах орловской свиты, что может указывать, очевидно, на две фазы вулканической деятельности, проявившиеся в синийское время на территории Енисейского кряжа. Вулканогенный материал кислого состава известен также в составе удерейской свиты и в центральной части кряжа, в бассейне р. Черной, впадающей в Ангару. Отложения осадочно-вулканогенного комплекса, по данным И. Г. Николаева (1929), О. П. Горяиновой, Г. И. Кириченко и др., в Енисейском кряже известны также и на р. Большом Пите и далее к северу от Енисейского кряжа (в районе Игарки и о-ва Плахинского на Енисее), где они определяются как спилиты.

Геологи Красноярского геологического управления подразделяют отложения глушихинского осадочно-вулканогенного комплекса на такие же свиты и с теми же названиями, как и отложения синийского комплекса восточной части кряжа. Однако отложения синия двух различных структурно-фациальных зон достаточно резко отличаются по вещественному составу, вследствие чего их литологический облик, в особенности в верхней части разрезов, настолько различен, что в настоящее время еще не представляется возможным с достаточной уверенностью произвести сопоставление разрезов синия этих двух зон. Они могут быть сопоставлены лишь в крупных стратиграфических подразделениях, какими в данном случае являются серии. Свообразие литологического строения разреза синийских отложений Западно-Енисейской структурно-фациальной зоны дает основания для выделения здесь самостоятельных свит, соответствующих свитам Восточно-Енисейской структурно-фациальной зоны (см. табл. 3).

Пемская свита сложена алеврито-глинистыми сланцами с прослоями и пачками кварцевых алевролитов и песчаников, частично с известковистым цементом. Им подчинены туфолавы порфиров мощностью до 50 м и более. Они содержат много миндалин, выполненных кальцитом. Структура их порфиристая, местами обломочная. Мощность свиты 800 м.

Конкинская свита по литологическим особенностям отчетливо распадается на две части. Нижняя мощностью около 250 м сложена зеленовато-серыми и зелеными глинисто-алевролитовыми сланцами и алевролитами с прослоями и пачками песчаников, линзами гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, а также с прослоями известняков

и мергелей. Верхняя часть мощностью около 200 м сложена темно-серыми с зеленоватым оттенком алеврито-глинистыми сланцами полосчато-ритмичного строения. Имеются прослои известковистых алеврито-глинистых сланцев. Общая мощность свиты около 450 м.

Сосновская свита сложена глинистыми, частично водорослевыми известняками, доломитами и мергелями с подчиненными прослоями и пачками глинистых и алевролитоглинистых сланцев, полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов. В их сложении значительную роль играет примесь вулканогенного материала. Туфы тесно связаны с туфоконгломератами и туфогравелитами и слагают в них отдельные участки, прослои и пачки. Среди них выделяются туфы порфиров и порфиритов с литокластической структурой. Форма обломков угловатая, угловато-окатанная и окатанная. Среди обломков преобладают андезиновые порфириты. Туфы порфиров развиты в меньшей мере. Общая мощность свиты 350 м.

Крутошиверская свита залегает на сосновской с перерывом. Сложена главным образом глинистыми и алеврито-глинистыми сланцами с прослоями и пачками алевритов, туфопесчаников, реже известняков. Отмечаются прослои альбитофировых туфов. Мощность свиты 1000 м.

Бурмакинская свита залегает согласно и без перерыва на крутошиверской свите и связана с ней постепенными переходами. Представлена она в значительной части ленточно-полосчатыми филлитизированными глинистыми, алеврито-глинистыми и известково-глинистыми сланцами с прослоями и пачками песчаников и известняков. Мощность свиты 750 м.

Гремихинская свита сложена глинистыми и глинисто-алеваевритовыми сланцами с прослоями гравелитов и сильно измененных туфогенных (?) пород мощностью 400—500 м. Выше залегают перемежающиеся между собой лиловые, лилово-серые и зеленовато-серые глинистые известняки, мергели, глинистые и алеврито-глинистые сланцы. Этой части разреза мощностью 250—300 м подчинены рифы, сложенные водорослевыми известняками. Еще выше залегают кварцевые алевролиты с прослоями глинистых сланцев и кварцевых песчаников, образующие толщу мощностью 250 м. Последняя перекрывается известняками, частью водорослевыми, глинистыми, темно-серыми, почти черными, местами полосчатыми с карстовым рельефом на выветрелой поверхности. Толще известняков мощностью 300 м подчинены прослои и пачки зеленовато-серых и лиловато-серых глинистых сланцев. В известняках встречаются участки, сложенные измененной миндалекаменной лавой основного состава. Общая мощность свиты около 1300 м.

Орловская свита сложена в нижней части известняками с прослоями и пачками глинистых сланцев с подчиненными туфогенными породами. Верхняя часть свиты состоит из глинистых и водорослевых известняков с прослоями и пачками глинистых и известково-глинистых сланцев, туфогравелитов, туфов, туфобрекчий, лавобрекчий и туфолав порфиритов. В общем разрезе орловской свиты преобладают известняки. Вулканогенные породы в ее разрезе играют также значительную роль. Туфы состоят из обломков лавы основного состава. Миндалекаменные порфириты обладают витропорфировой структурой и миндалекаменной текстурой. Отложения вулканогенного материала, как и в других частях разреза глушихинского комплекса, происходило в условиях водной среды. Мощность орловской свиты 1000 м.

ТУРУХАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Докембрий Туруханского поднятия стал известен по работам А. М. Гусева и затем изучался Г. И. Кириченко (1940, 1955) и В. И. Драгуновым (1956, 1958).

Синийские отложения Туруханского поднятия надежно сопоставляются с синийскими отложениями Енисейского кряжа, как это и представлено на стратиграфической корреляционной схеме (см. табл. 3). Они распространены здесь в виде полосы почти меридионального простирания, проходящей в районе нижнего течения рек Сухой и Нижней Тунгуски и далее к северу, пересекая реки Малый и Большой Шорох, и разрозненными выходами вдоль Енисея до о-ва Плахинского и р. Дудинки. Наиболее полный разрез синия наблюдается по р. Нижней Тунгуске.

В районе р. Дудинки, в нижнем течении р. Гравийки и на о-ве Плахинском обнажаются зеленые и серо-зеленые, сильно выветрелые спилиты и их туфы, реже туффиты. Спилиты афанитовые с олигофировой или гиалофировой структурой. Основная масса представлена стеклом и микролитами плагиоклаза. Плагиоклаз развивается также в виде редких порфировых выделений и представлен альбит-олигоклазом. В спилитах до 50% объема составляют миндалины, выполненные кварцем, халцедоном и реже хлоритом. Среди спилитов залегают прослойки туфов и туфобрекчий. К этой же толще, названной В. И. Драгуновым игарской, по-видимому, следует относить и филлиты, обнажающиеся на о-ве Плахинском. Игарская толща может быть сопоставлена с нижней частью сухопитской серии Енисейского кряжа (с пемской свитой, соответствующей горбилоской и удерейской свитам). Мощность игарской толщи не установлена.

Синийские отложения Туруханского поднятия, за исключением игарской толщи, развитой в западной его части, входят в состав Восточно-Енисейской подзоны Енисейской структурно-фациальной зоны. В нижней части, до джурской (деревнинской) свиты включительно, они совершенно одинаковы с синийскими отложениями Енисейского кряжа, как по стратиграфическому расчленению, так и по литологическим особенностям, а в джурской и деревнинской свите содержатся и характерные для них строматолиты водорослей *Conophyton*. В верхних частях разреза синийские отложения Туруханского поднятия характеризуются большим развитием карбонатных пород по сравнению с отложениями Енисейского кряжа.

В Туруханском поднятии отложения, соответствующие красногорской свите (нижняя подсвита сухотунгусинской свиты), представлены исключительно известняками с редкими прослоями водорослевых разностей. Верхняя подсвита сухотунгусинской свиты, соответствующая аладьинской свите, сложена серыми доломитами с линзами и тонкими выклинивающимися прослоями черного, серого, реже белого кремня.

Деревнинская свита совершенно тождественна джурской свите как по литологическим особенностям, так и по составу водорослей.

Свита буровой сложена почти исключительно карбонатными породами (частью фосфатоносными), в то время как в соответствующей ей шунтарской свите карбонатные породы уступают место песчаникам и сланцам.

Свита Коврижки сложена доломитами, большей частью водорослевыми, тогда как соответствующая ей свита Серого Ключа сложена

известняками с водорослевыми разностями только в верхней части (в юго-восточной части кряжа) и со значительным развитием сланцев и алевролитов в остальной части кряжа.

Надковрижная свита сложена серыми и буровато-серыми доломитами с тонкими прослойками, линзами и желваками кремней. Соответствующая ей дадыктинская свита в Енисейском кряже только в верхней части и только в некоторых разрезах сложена рифогенными доломитами; остальная ее часть представлена глинистыми сланцами, алевритами и песчаниками и местами кварцитами.

Свиты монастырская, сложенная перемежающимися прослоями и пачками серых, зеленовато-серых и красных сланцев и серых и темно-серых известняков, туруханская, представленная водорослевыми красными, кремново-желтыми и зеленоватыми доломитами, и речкинская, состоящая из перемежающихся слоев и пачек серых и темно-серых известняков и глинистых сланцев, соответствуют нижнеангарской свите разреза синия Енисейского кряжа, сложенной исключительно терригенными осадками с гематитовым рудным горизонтом в нижней ее части.

Дурномысская свита, слагающая верхнюю часть разреза Туруханского поднятия, и соответствующая ей дашкинская свита в Енисейском кряже сложены карбонатными породами, с той лишь разницей, что в первой из них они представлены доломитами, а во второй — в значительной мере известняками и известковистыми сланцами. Отложения, соответствующие отложениям чингасанской серии, в Туруханском поднятии отсутствуют.

Синийские отложения Туруханского района резко несогласно перекрываются отложениями нижнего кембрия. Полная их мощность от безымянской свиты до дурномысской включительно составляет около 5000 м (без игарской толщи). Часть разреза синия Енисейского кряжа (от погорюйской до дашкинской включительно), соответствующая этой группе свит, составляет 7150—8150 м.

На Межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Сибири в 1956 г. было признано название свит синия Туруханского поднятия считать синонимами свит синия Енисейского кряжа.

ЧАДОБЕЦКОЕ ПОДНЯТИЕ

Синийские отложения Чадобецкого поднятия впервые установлены А. С. Хоментовским. Позже они изучались другими исследователями, в частности М. Н. Благовещенской.

По данным М. Н. Благовещенской, район Чадобецкого поднятия обнажен очень слабо. В связи с этим составить надежный разрез синийских отложений этого района не представилось возможным. Установлено, что здесь развиты отложения от погорюйской до джурской свиты включительно. В коренных единичных выходах наблюдались только отложения погорюйской свиты; отложения остальных свит встречаются только в глыбовых выходах и высыпах.

Синийские отложения Чадобецкого поднятия, в общем, обнаруживают значительное сходство с синийскими отложениями восточной окраины Енисейского кряжа, в частности Иркинэевского его выступа. Погорюйская свита представлена здесь филлитизированными алевролитовыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками с чешуйками серицита и хлорита на плоскостях напластования. Обломочный материал песчаников и алевролитов представлен кварцем и калиевым полевым шпатом.

Количество последнего достигает 30—35% от всей массы зерен. Из аксессуарных минералов изредка встречаются циркон и сильно разложившийся глаукоцит. Цемент в большинстве случаев кварцевый регенерационный, реже глинистый.

В литологическом отношении породы других свит синия Чадобецкого поднятия сходны с породами соответствующих свит восточной окраины Енисейского кряжа.

Синийские отложения Чадобецкого поднятия со стратиграфическим несогласием перекрываются терригенными отложениями алданского яруса нижнего кембрия.

ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Первые сведения о стратиграфии древних отложений Восточного Саяна исходят от И. А. Молчанова и А. Г. Вологодина. В период 1924—1935 гг. над исследованием стратиграфии этих отложений работали В. А. Обручев, А. Я. Булытников и Я. С. Эдельштейн.

Исследования 1945—1948 гг., произведенные в западной части Восточного Саяна А. А. Предтеченским, В. М. Чаиркиным и Ф. Я. Паном, позволили более точно и достоверно установить основные черты стратиграфии древних толщ этого района. В 1953—1956 гг. В. В. Хометовский, М. А. Семихатов и Л. Н. Репина детализировали стратиграфию докембрийских и кембрийских отложений. На основании этих и других данных в последнее время выработана достаточно удовлетворительная и надежная схема стратиграфии. Эта схема и использована в настоящей работе.

В 1957—1958 гг. схема стратиграфии древних отложений Восточного Саяна многократно обсуждалась, в результате чего и была выработана к 1959 г. схема стратиграфии, принятая в настоящей работе.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Большую часть северо-восточных предгорьев Восточного Саяна — среднее течение рек Агула, Кана, Кирели и Маны — составляет комплекс метаморфических пород, возраст которых до последнего времени не может считаться окончательно выясненным.

Некоторые исследователи (Л. П. Зоненшайн) считают возможным отнести часть этих образований к архею. Однако оснований для такого заключения нет. Петрографический же состав метаморфического комплекса совершенно отличен от несомненно архейских пород и очень близок породам нижнего протерозоя Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау.

В районе Идарского и Пезинского белогорий, по А. Т. Струкуленко и А. В. Крюкову, распространены амфиболиты, биотитовые гнейсы, хлорит-серицитовые сланцы и биотитовые сланцы с прослоями мраморизованных известняков и сильнометаморфизованных конгломератов с кварцевой галькой. Отмечаются переслаивание и постепенные переходы между хлоритовыми и биотитовыми сланцами и гнейсами.

А. Т. Струкуленко делит этот метаморфический комплекс на три группы: 1) амфиболиты с прослоями мраморизованных известняков и хлорит-серицитовых сланцев мощностью около 1000 м; 2) хлоритовые и серицитовые сланцы с прослоями известняков мощностью около

1000 м и 3) хлоритовые, серицитовые, биотит-кварцево-полевошпатовые сланцы мощностью 800 м. Для этих пород характерны изоклиальная складчатость, катаклиз и гранитизация; отмечается местами большое количество пегматитовых и кварцевых жил.

А. В. Крюков описал метаморфические породы право- и левобережья р. Кана в районе пос. Улье и в бассейне рек Кингаша, Кузье и Арье. Здесь преимущественным распространением пользуются биотитовые, двуслюдистые и биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Все эти породы инъецированы гранитами и диоритами, пегматитовыми и кварцевыми жилами. Правобережье р. Кингаша сложено милонитами и катаклизитами и представляет часть зоны, прослеживаемой далеко на юго-восток в центральной части Восточного Саяна. Среди биотит-мусковитовых гнейсов на р. Кане встречаются маломощные залежи слюдистых кварцитов.

Идарское белогорье сложено кварцево-мусковитовыми и двуслюдяными сланцами, среди которых имеются редкие прослои биотитовых гнейсов. Юго-восточная часть Койского белогорья и хр. Теплый, по данным В. М. Чаиркина, Ф. Я. Пана и А. Т. Струкуленко, сложены биотитовыми гнейсами, амфиболитами, хлорит-серицитовыми и актинолитовыми сланцами и кварцитами с прослоями и линзами местами графитистых мраморов. Среди метаморфических сланцев имеются породы, в которых устанавливаются реликты структур, свойственных эффузивам.

Описываемый комплекс метаморфических пород прослеживается на северо-восток до деревень Кожелак и Тюлюп на р. Мане. На р. Мане в районе д. Кожелак В. Д. Фокин отметил распространение амфиболитов, мигматитов и инъекционных гнейсов. Более подробно породы этого района исследованы В. В. Беззубцевым и И. П. Жуйко, которые выделяют кожелакский метаморфический комплекс, сложенный здесь амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, а также мигматитами и ортогнейсами. Все эти породы представляют единый комплекс и, будучи связаны постепенными переходами, отличаются друг от друга главным образом структурами. Установлено, что с приближением к ортогнейсам (гнейсо-гранитам), залегающим среди этих пород, они приобретают облик гнейсов, а в удалении от них — облик кристаллических сланцев. Мощность этого комплекса в настоящее время ориентировочно определяется в 3—4 км.

Стратиграфическое положение кожелакского комплекса, а следовательно, и возраст его пока остаются недостаточно ясными. В частности, неизвестны его соотношения с графитистыми мраморами дербинской свиты, лежащей в основании серии свит, перекрываемых фаунистически охарактеризованным нижним кембрием. В настоящее время эти породы можно отнести к нижнему протерозою.

К нижнему протерозою относится также комплекс карбонатно-сланцевых пород, распространенный в Канском и Манском белогорьях и прослеживающийся от Енисея на юго-восток до верховьев рек Кана и Агула и еще далее за пределы Красноярского края. Работами последних лет этот комплекс достаточно детально изучен.

Исследованиями В. М. Чаиркина, а затем И. Я. Кальницкого этот комплекс разделяется на две свиты: дербинскую свиту графитистых мраморов и жайминскую свиту графитистых сланцев.

Отложения дербинской свиты слагают южную часть Тукшинского и Пезинского белогорий и целиком Манское белогорье. Графити-

стые мраморы образуют также ядро антиклинальной структуры на междуречье Енисея и Маны.

Свита состоит преимущественно из крупно- и среднезернистых мраморов серого и темно-серого цвета, насыщенного углеродистым (графитистым) веществом. В малоизмененных разностях карбонатных пород это вещество тонко распылено в породе, которая при ударе издает запах сероводорода. В сильноизмененных под влиянием регионального метаморфизма и гранитных интрузий мраморах органическое вещество превращено в крупные (до 3 мм) чешуйки графита. Среди мраморов имеются пачки биотитовых гнейсов, амфиболитов и кварцитов. Эти породы образуются за счет прослоев известково-кварцево-глинистых графитистых сланцев.

В Тукшинском и Пезинском белогорьях разрез дербинской свиты, по данным А. Д. Смирнова и др., характеризуется следующим чередованием слоев (снизу вверх):

1. Толща переслаивающихся кварцитов и мраморов: кварциты образуют тонкие прослойки среди чистых мраморов и кварцево-карбонатных пород, мраморы большей частью светло-серого, почти белого цвета крупнокристаллического сложения и содержат чешуйчатый (до 4 мм) графит

2700 м.

2. Толща переслаивающихся мраморов и слюдястых кварцитов с преобладанием последних. Местами кварциты переходят по простиранию в слюдястые кварциты с полевым шпатом, в кварцево-роговообманково-слюдястые и кварцево-амфиболовые сланцы. В верхней части толщи снова преобладают графитистые мраморы

более 1000 м.

В Манском белогорье между реками Пезо и Кролом дербинская свита представлена существенно графитистыми мраморами, но в верховьях р. Танойбы среди них отмечены амфиболовые сланцы и амфиболиты, а в верховьях р. Малого Арзыбая — биотитовые гнейсы. Западнее р. Крола среди графитистых мраморов вновь отмечается большое количество биотитовых гнейсов, вероятно произошедших за счет изменения прослоев кварцево-графитистых сланцев, которые слагают здесь вместе с мраморами верхнюю часть свиты. Эти метаморфические породы А. Д. Смирнов описал под названием янгинской свиты.

Стратиграфическое соотношение дербинской свиты с толщиной гнейсов и амфиболитов условно нижнепротерозойского возраста не выяснено. В восточной части Восточного Саяна (Иркутская область) аналогом дербинской свиты является иркутская свита графитистых мраморов с прослоями роговообманковых сланцев, подстилаемая сусерской толщей орто- и парагнейсов и амфиболитов (Титов, 1955).

Дербинской свитой начинается мощная серия отложений, лишенных окаменелостей и перекрытых породами фаунистически доказанного нижнего кембрия. Нижняя часть этой серии — дербинская и жайминская свиты — отнесена к нижнему протерозою.

Жайминская свита залегает согласно на дербинской и представлена тонкослоистыми кварцево-глинистыми графитистыми сланцами с прослоями тонкослоистых черных мелкозернистых мраморов. Эта свита связана постепенным переходом с дербинской. Граница между ними проводится по преобладанию сланцев над мраморами.

Северная зона распространения жайминской свиты пересекается реками Малым Агулом, Большим Пезо, верховьями р. Маны. Отложения свиты обнажаются также в нижнем течении рек Танойбы и Дизо. Между Малым Агулом и Большим Пезо свита изучалась А. Д. Смир-

новым и описана им под названием нижней подсвиты кувайской свиты. Представлена она здесь темно-серыми, почти черными, углисто-кварцевыми сланцами с прослоями кварцево-известковистых и известково-глинистых сланцев, графитизированных и пиритизированных. В ее составе отмечаются также прослои мелкозернистых кварцевых песчаников. Мощность свиты 1000 м.

Выделенная А. Д. Смирновым в Пезинском и Канском белогорьях интинская свита плитчатых мраморов, кварцитов и кварцево-биотитовых и амфиболовых сланцев представляет собой частью измененную дербинскую, но главным образом жайминскую свиту. Частое переслаивание углисто-кварцевых (кремнистых) сланцев с кристаллическими сланцами типа янгодинских подтверждает это предположение.

В верховьях р. Маны и нижнем течении р. Танойбы, по данным Г. А. Месумян и А. Д. Шелковникова, в составе жайминской свиты отмечаются песчаные разности и даже конгломераты.

Полные разрезы жайминской свиты имеются на реках Малой и Большой Арзыбе и по р. Кролу в районе прииска Жаймы, откуда она и получила свое название. Отсюда графитистые сланцы прослеживаются далее на северо-запад в бассейн среднего течения рек Дербиной и Кижарта. Они установлены В. М. Чаиркиным и Р. Ш. Залялеевым (1955) на междуречье Енисея и Маны.

По южным предгорьям Манского белогорья жайминская свита прослеживается с перерывами от верховьев р. Балахтисона на северо-запад до р. Оленкой. Здесь она представлена также графитистыми кварцево-глинистыми сланцами с прослоями мраморов и имеет мощность порядка 1000 м.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

К верхнему протерозою условно относится комплекс пород, залегающих выше жайминской свиты и перекрытых отложениями кембрия. Верхнепротерозойские отложения весьма разнообразны по литологическим особенностям и фациально изменчивы. В настоящее время эти отложения наиболее полно изучены в бассейне рек Маны, Дербиной и Кижарта. В Тубино-Сисимском и Кизир-Казырском районах они изучены еще недостаточно.

В бассейнах рек Маны, Кижарта и Дербиной верхнепротерозойские отложения состоят из филлитизированных глинистых сланцев и слюдястых полимиктовых песчаников с прослоями кремнистых сланцев и темно-серых кристаллических известняков, темно-серых комковатых известняков с прослоями глинистых сланцев и песчаников, зеленокаменных эффузивов и туфов с прослоями кремнистых сланцев и известняков. Эта серия пород разделена В. М. Чаиркиным и Р. Ш. Залялеевым на следующие свиты (снизу вверх): урманскую, манскую и кувайскую.

Урманская свита согласно залегает на жайминской свите и распространена на междуречье Енисея и Маны и в нижнем течении последней. Полный разрез свиты устанавливается на Енисее в районе д. Ошарово и по р. Мане в районе Урманской петли, откуда она и получила свое название (Вологдин, 1934).

В нижней части свиты залегают филлитовые глинистые сланцы с прослоями слюдястых песчаников и черных известняков. Это зеленовато-темно-серые рассланцованные породы. Песчаники имеют полимиктовый состав и содержат большое количество светлой слюды на плоскостях наслоения. Верхняя часть свиты состоит из глинистых филлитизи-

рованных и кремнистых сланцев с относительно малым количеством прослоев песчаников, но с заметным количеством серых известняков. В нижнем течении р. Маны в составе свиты отмечены сильно измененные эффузивы.

Мощность свиты исчисляется в 2—2,5 тыс. м.

Манская свита сложена известняками темно-серого цвета, тонкокристаллического сложения; известняки местами слоистые, местами комковатые (конкреционные) с тонкими прослойками черных известково-глинистых сланцев. Местами в основании свиты имеется маломощный прослой конгломерата, состоящий из галек темно-серого известняка. В некоторых местах (Енисей, район д. Бирюсы, р. Мана ниже пос. Тустэт) в составе свиты преобладают известково-глинистые филлитизированные сланцы, а известняки имеют подчиненное значение. Подобное непостоянство состава характерно для манской свиты. Мощность свиты 1000—1500 м.

Кувайская свита представлена существенно эффузивными образованиями и залегает во многих местах несогласно на урманской и манской свитах¹. Она распространена в бассейне среднего и нижнего течения р. Маны, на р. Кувае, на р. Мане ниже пос. Ангалой и на правом берегу р. Маны, а также в бассейнах рек Берети, Инжуля и Индея. Крупная синклиналильная структура, сложенная эффузивами кувайской свиты, пересечена Енисеем между деревнями Бахтой и Серебрянкой. Возможные аналоги этой свиты имеются в южных предгорьях Манского белогорья в бассейне рек Жербы, Малой Шинды и Сайбы, где породы сильно изменены дислокационным метаморфизмом. Аналогичные породы распространены в Беллыкском белогорье и Кизир-Казырском районе.

В северо-западной части Восточного Саяна свита представлена преимущественно диабазовыми порфиритами и их туфами. В нижней части свиты эффузивы образуют маломощные покровы среди кремнисто-углистых (углеродистых) сланцев и темно-серых известняков, а в верхней части залегают диабазовые и пикритовые порфириты с прослоями туфов, туфосланцев и известняков. Меньшую роль среди эффузивов играют авгитовые и роговообманковые порфириты, а также относительно редкие мандельштейны. Свита весьма непостоянна по мощности и по составу; местами в ней преобладают эффузивы, а сланцы и известняки образуют маломощные прослои; в других районах имеется обратное соотношение пород.

Общая мощность вулканогенной кувайской свиты определяется в 2000—3000 м.

К югу от зоны графитистых мраморов Манского белогорья разрез верхнепротерозойских пород мало отличается от вышеописанного. Здесь они сильно изменены процессами динамометаморфизма. По данным В. М. Чаиркина, Ф. Я. Пана, Н. Я. Леонова и А. Д. Шелковникова (1957), наиболее вероятным представляется следующий (снизу вверх) разрез верхнепротерозойских отложений:

1. Сланцы зелено-серые хлорито-серицитовые, частью амфиболиты (аналог урманской свиты) 800—1000 м
2. Известняки серые кристаллические слоистые, массивные и брекчиевидные, часто оолитовые, пахнущие сероводородом с прослоями

¹ Другие авторы дают иные стратиграфические соотношения этих свит. Например, В. В. Хоментовский (1957) считает кувайскую свиту наиболее древней в разрезе верхнего протерозоя, а урманскую наиболее юной. *Прим. ред.*

внутриформационных известняковых конгломератов в верхней части разреза 500—600 м

3. Свита основных эффузивов и туфов; имеются прослои известняков, известково-глинистых сланцев и конгломератов с галькой эффузивов, сланцев и мраморов; характерно присутствие железистых кварцитов 1000—1100 „

Указанная в разрезе свита эффузивов и туфов является аналогом собственно кувайской эффузивно-осадочной свиты северного разреза.

Верхнепротерозойский возраст этих пород определяется тем, что они, образуя единый комплекс, залегают на графитистых сланцах жайминской свиты и перекрываются толщей немых известняков, возраст которых считается синийским.

Тождественные свиты хлорит-серицитовых и амфиболовых сланцев распространены на междуречье Кизира и Казыра, где они частью объединены с кембрийскими сланцевыми толщами под названием казырской свиты, а частью выделены под названием кувайской.

Верхнепротерозойские отложения местами подвергались интенсивному инъекционно-контактовому метаморфизму и были превращены в амфиболиты, амфиболовые сланцы и амфибол-биотитовые гнейсы. Эта метаморфическая фация верхнепротерозойских отложений распространена на левобережье р. Маны в бассейнах среднего течения рек Бьлшого и Малого Арзыбея и Крола, где в 1947 г. она изучалась В. М. Чаиркиным, а позднее, в 1957 г., Ф. М. Черновым, И. И. Коптевым и Л. В. Яконюк. Среди кристаллических сланцев и амфиболитов здесь установлены малоизмененные песчаники и конгломераты; к северо-западу от р. Крола метаморфические породы сменяются породами урманской и кувайской свит¹.

На междуречье Кизира и Казыра А. Д. Смирнов, А. Д. Шелковников и Е. А. Шнейдер описали базыбайскую свиту кристаллических сланцев и гнейсов. Она сложена кварцево-биотит-гранатовыми, кварцево-сланцевыми и амфиболовыми сланцами, а также двуслюдяными, силлиманитовыми и кварцево-полевошпатовыми гнейсами. Предполагалось, что свита имеет самостоятельное стратиграфическое значение и имеет нижнепротерозойский или даже архейский возраст. Однако не исключена возможность того, что эти сланцы и гнейсы произошли за счет изменения эффузивно-сланцевых толщ верхнепротерозойского возраста под влиянием гранитных интрузий. Возможно, кроме того, что часть кристаллических сланцев и гнейсов Койского и Идарского белогорий также представляет собой метаморфизованные верхнепротерозойские образования.

На Енисее между устьем р. Маны и г. Красноярском развиты поздне-верхнепротерозойские отложения — овсянские доломиты. Этим доломитам соответствуют толщи козыревских известняков на левобережье Енисея выше г. Красноярска и толщи павловских (макарьевских) известняков, известных в бассейне рек Сейбы и Балахтисона. Все эти карбонатные толщи сложены темно- и светло-серыми известняками и доломитами, то слоистыми, то массивными. В основании козыревской толщи местами залегает пласт конгломератов, состоящих из галек известняка в карбонатном цементе. Нижняя часть свиты сложена темно-серыми почти слоистыми известняками. Выше они сменяются

¹ Известны и иные взгляды на отношение метаморфического комплекса к кувайской свите. Например, В. В. Хоментовский предполагает, что этот комплекс древнее кувайской свиты. *Прим. ред.*

светлыми неясно слоистыми, иногда оолитовыми разностями; в верхней части наблюдается переслаивание темно- и светло-серых доломитов и известняков. Темно-серые разности содержат характерные тонкие прожилки кальцита; среди них имеются прослои черных силицилитов. Мощность этих карбонатных отложений достигает 1500 м.

В овсянских доломитах известны только остатки онколитовых водорослей. Находки птеропод, сделанные К. В. Радугиным (1952), относятся к известнякам, лежащим над овсянскими доломитами (по К. В. Радугину — караульненская формация, по новым данным — аналог унгутской свиты).

Овсянские доломиты залегают на кувайских эффузивах, что видно в береговых разрезах Енисея и подтверждено буровыми работами ЛенГИДЕПа при изучении первого варианта Красноярской плотины.

Более широко распространены карбонатные отложения того же возраста в юго-восточной части Восточного Саяна. Они известны в Беллыкском белогорье в бассейне рек Салбы, Убея и Уря-Сисима, где изучались Е. А. Шнейдером и Б. П. Зубкус. Здесь установлен следующий разрез: внизу залегает шадринская свита (основание ее неизвестно), нижняя часть которой сложена белыми мелкозернистыми мраморами и серыми слоистыми известняками мощностью 800 м. Выше располагаются брекчиевидные известняки, подстилающие светло-серые массивные водорослевые известняки. В последних встречены проблематические водоросли *Osagia* и, по данным А. Г. Вологодина (1956), также *Archaeolinthus*. Мощность верхней части разреза 750 м.

Над шадринской свитой согласно залегает салбинская, сложенная темно-серыми известняками, которые в верхней части свиты переслаиваются с глинисто-кремнистыми и хлорито-серицитовыми сланцами, а также с черными кварцитами или силицилитами. Мощность салбинской свиты 1200—1300 м. Этот комплекс карбонатных пород с силицилитами из Беллыкского белогорья продолжается непосредственно на юг-запад в пределы Батеневского кряжа. К этому же комплексу относятся известняки, обнажающиеся в верховьях рек Сисима и Сейбы; они прослеживаются дальше на юго-восток вдоль Манского белогорья до среднего течения р. Нички. Эти известняки были изучены В. М. Чаиркиным на р. Сисиме у д. Макарьевки и потом выделены под названием павловской свиты В. В. Хоментовским. Указание на находку в этих известняках в бассейне верхнего течения Сисима остатков археоциат не подтвердилось. Толщи немых известняков и доломитов, литологически сходные с описанными и занимающие аналогичное положение в стратиграфическом разрезе древних отложений Восточного Саяна, распространены и на междуречье Кизира и Казыра.

Исследования, проведенные в 1959 г. А. А. Предтеченским, показали, что шадринская и салбинская свиты являются аналогом енисейской свиты Кузнецкого Алатау (по А. Н. Чуракову). Енисейская свита, как и павловская (макарьевские известняки, по Чаиркину), залегает на эффузивно-сланцевых толщах кувайской свиты и является полным литологическим аналогом (с одинаковыми водорослевыми образованиями) шадринской свиты. Отмеченная выше овсянская свита является полным аналогом павловской (макарьевской) по литологическому составу и по стратиграфическому положению. Как павловская свита в районе г. Артемовска, так и овсянская в районе г. Красноярска лежат на породах кувайской свиты.

КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ

Еще в начале девятисотых годов четко оформились две точки зрения на возраст осадочно-метаморфических толщ Кузнецкого Алатау. А. Н. Чураков последовательно отстаивал докембрийский их возраст, признавая лишь ограниченное распространение кембрия. Противоположной точки зрения придерживались Я. С. Эдельштейн, А. Г. Вологодин и др.

В следующий период (1940—1956 гг.) все увеличивающееся число находок остатков археоциат и трилобитов в карбонатных и карбонатно-терригенно-вулканогенных толщах (енисейская и кутеньбулукская свиты А. Н. Чуракова) свидетельствовало в пользу взглядов Эдельштейна и Вологодина, а докембрий почти полностью исчез с геологических карт восточного склона Кузнецкого Алатау.

Однако постепенно накапливались факты о наличии и более древних метаморфизованных толщ, залегающих стратиграфически ниже карбонатных пород с фауной нижнего кембрия. Такого рода материалы приводятся в работах А. Я. Булыньникова (1927—1934), А. П. Шмидта (1940), О. К. Полетаевой, А. П. Дубок и М. Н. Житкова, Д. И. Мусатова и др.

Одновременно уточняется положение фаунистических горизонтов в карбонатных толщах, нижний из которых, сопоставляемый с атдабанским горизонтом алданского яруса, оказался приуроченным к верхам балыксинской свиты. Последнее обстоятельство позволило ряду исследователей (Зайцев, 1958; Предтеченский, 1956; Томашпольская, 1956—1959) высказать мнение о возможном докембрийском (синийском) возрасте нижней свиты карбонатной серии (балыксинская, мартюхинская, енисейская, кутеньбулукская свиты, по А. А. Предтеченскому и В. Д. Томашпольской) либо ее нижних горизонтов (по Н. С. Зайцеву). Таким образом, острота разногласий о наличии или отсутствии докембрийских отложений на восточном склоне Кузнецкого Алатау все еще сохраняется. Более того, некоторые исследователи (В. В. Хоментовский, Л. Н. Репина) считают и метаморфические толщи Западного склона Кузнецкого Алатау (лужбинская, коттасская, конжинская, терсинская, пызасская свиты) метаморфизованными аналогами кембрийских отложений в зонах инъекционного и дислокационного метаморфизма, хотя докембрийский возраст этих толщ многократно доказывался исследованиями К. В. Радугина, В. А. Кузнецова, В. К. Монича, А. Г. Поспелова, А. Л. Додина и др.

В. В. Хоментовский, вообще, отрицает докембрий в пределах всего Кузнецкого Алатау. Аналогичную точку зрения для восточных склонов Алатау поддерживают А. А. Моссаковский, Б. Н. Красильников, Е. Д. Сулиди-Кондратьев (1955—1958) и др. Противоречивость данных иногда даже в трактовке одного и того же разреза сильно затрудняет однозначное решение вопроса о докембрийских отложениях восточного склона Кузнецкого Алатау. Тем не менее исследования последних лет, проведенные геологами Красноярского геологического управления (Д. И. Мусатов и др.) в бассейне рек Аскиза, Белого Июса, Сарала, Ниня, Балыксу с учетом материалов В. М. Ярошевича, П. А. Пономарева, Ю. Н. Глазова, П. Т. Сазонова и многих других, упомянутых выше исследователей, позволяют предложить приводимую ниже схему стратиграфии докембрийских отложений, базирующуюся на следующих основных положениях.

1. К докембрию относятся в разной степени метаморфизованные толщи, залегающие заведомо ниже карбонатной балыксинской свиты, верхние горизонты которой содержат фауну атдабанского горизонта алданского яруса нижнего кембрия.

2. Докембрийский возраст этих толщ (пызасская серия) подтверждается синийским комплексом спор, а также составом водорослей и губок, среди которых отсутствуют типичные кембрийские формы (*Eriphyton*) и широко представлены лишь онколиты, строматолиты *Archaeospongia*, единичные *Conophyton*.

3. Осадочно-вулканогенная серия докембрия (пызасская) тесно связана с кембрийскими отложениями в единый геосинклинальный формационный ряд. Структурное несогласие регионального характера устанавливается только в кровле метаморфической пихтерекской (кульчазинской) серии. Соответственно эти серии в известной мере условно отнесены к нижнему и верхнему (синию) протерозою.

4. Предположение о контактово-инъекционном характере метаморфизма упомянутых толщ (В. В. Хоментовский, Б. Н. Красильников и др.) опровергается их явной стратификацией, не зависимой от наличия или отсутствия рвуших интрузий, неизменностью литологического состава, прослеживающегося на десятки километров, а также находками гальки уже метаморфизованных пород в конгломератах кембрия.

5. Сравнительный анализ стратиграфических разрезов, литологического состава, фаз и фаций метаморфизма позволяет найти аналоги докембрийских толщ Кузнецкого Алатау в других районах Саяно-Алтайской складчатой области, где их докембрийский возраст не вызывает сомнений у подавляющего большинства геологов. Такими аналогами для пызасской серии являются кувайская серия в Восточном Саяне, джебашская свита в Западном Саяне, айлыгская и харальская свиты в Северо-Восточной Туве и т. д. Аналогом пихтерекской серии, по-видимому, является дербинская серия Восточного Саяна.

6. По направлению от края Сибирской платформы в глубь каледонской геосинклинали структурные несогласия между докембрием и кембрием стираются, разрез становится непрерывным.

7. По мере движения от платформы в глубь геосинклинали меняется степень метаморфизма одновозрастных толщ в зависимости от глубины их погружения. Это особенно хорошо видно на примере дербинской серии Восточного Саяна и ее аналога — пихтерекской серии Кузнецкого Алатау.

В пределах восточных склонов Кузнецкого Алатау среди метаморфических и эффузивно-осадочных пород, которые по ряду признаков могут быть отнесены к докембрийским отложениям, отчетливо выделяются две серии: 1) серия гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов и амфиболитов (пихтерекская, или кульчазинская, метаморфическая серия); 2) эффузивно-сланцевая (пызасская) серия. Первая из них может быть отнесена к нижнему протерозою, вторая — к верхнему протерозою (синию). Не исключена возможность, что и низы карбонатной балыксинской свиты должны быть отнесены к докембрию.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Пихтерекская (кульчазинская) метаморфическая серия. Комплекс метаморфических пород, объединяемых в пихтерекскую серию, имеет ограниченное распространение, встречаясь главным образом в централь-

ных частях Кузнецкого Алатау. Впервые эти породы были выделены в самостоятельную стратиграфическую единицу А. П. Шмидтом (1938 г.) в бассейне рч. Пихтерек под названием пихтерекского метаморфического комплекса архея. Однако еще в работах А. Я. Булыникова (1927—1928) по Саралинскому району можно найти упоминание о гнейсовом горизонте, который трансгрессивно перекрывается водорослевыми известняками альгонка. Позднее породы метаморфической серии выделялись: Ю. Н. Глазовым в бассейне р. Балыксу; А. Я. Булыниковым в районе Темира; Д. И. Мусатовым и Е. Н. Григорьевым в бассейне рч. Кульчази; А. П. Шмидтом, Б. М. Жуковским, И. А. Хайретдиновым и Д. И. Мусатовым в бассейнах рек Пихтерек, Туралых, Ассук; А. Л. Додины (1955) в Саралинском районе. На западном склоне Кузнецкого Алатау породы метаморфической серии распространены более широко и выделялись многими исследователями (В. А. Кузнецов, К. В. Радугин, В. К. Мониц, А. Л. Додин и др.).

По стратиграфической схеме западносибирских геологов, составленной в 1958 г., метаморфическая серия на западном склоне Алатау расчленяется на две согласно залегающие свиты (снизу вверх):

1. Маганаковская свита кристаллических сланцев и гнейсов	более 3000 м
2. Спасская (герсинская) свита кварцитов, амфиболитов, мраморов и конгломератов	2500—3000 „

Местами породы спасской свиты весьма сильно метаморфизованы до образования гнейсов и мигматитов. В частности, породами метаморфической фации спасской свиты сложен широко известный в литературе так называемый Томский выступ.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау пихтерекская метаморфическая серия пока не расчленяется на свиты. Однако кое-где намечается ее разделение на толщи различного состава. Так, на водоразделе речек Сыспань и Кульчази (Мусатов и Григорьев) выделяются в составе серии три толщи:

А. Нижняя толща мощностью 800 м существенно состоит из переслаивающихся амфиболовых, пироксен-роговообманковых, слюдяных и серицитовых сланцев, слагающих 85% разреза. Среди сланцев встречаются отдельные прослои рассланцованных мраморов и полосчатых кварцитов мощностью 15—20 м.

Б. Средняя толща мощностью 840 м по составу более разнообразна. Наряду с кристаллическими сланцами, слагающими 35% разреза, большую роль играют мраморы и мраморизованные известняки (41%), а также амфибол-слюдяные гнейсы (24%).

В. Верхняя толща мощностью 560 м имеет вновь существенно сланцевый состав (84% разреза) с отдельными прослоями полосчатых кварцитов, гнейсов и мраморов мощностью 20—40 м.

Суммарная мощность пород метаморфической серии на этом участке составляет 2200 м.

Типичен разрез метаморфической серии по правобережью рч. Кульчази — левого притока р. Ниня, где выделяются (снизу вверх):

1. Светло-серые и желто-серые массивные, реже плитчатые пиритизированные кварциты с прослоями (30 м) мраморов содержащие примесь биотита и мусковита	170 м
2. Серые мраморы	50 „
3. Чередующиеся массивные серые кварциты и серые мелкозернистые биотитовые гнейсы	140 „

4. Кварцево-биотитовые сланцы	60 м
5. Желтовато-серые полосчатые кварцитовые сланцы	90 „
6. Биотитовые, биотит-роговообманковые и пироксен-роговообманковые гнейсы с прослоями (3—5 м) полосчатых кварцитов и крупнокристаллических мраморов	110 „
7. Полосчатые и массивные, часто рассланцованные и мраморизованные известняки и мраморы с пачками биотитовых гнейсов и амфиболитов	130 „
8. Амфиболовые и биотитовые сланцы	140 „
9. Чередующиеся биотитовые, биотит-роговообманковые гнейсы и роговообманковые слюдястые сланцы с прослоями полосчатых кварцитов	110 „
10. Амфиболовые и биотитовые сланцы с пачками (20—30 м) биотит-роговообманковых гнейсов и полосчатых кварцитов	400 „

Суммарная мощность пород серии на этом участке составляет 1500 м, причем в нижних горизонтах преобладают кварциты и гнейсы, а в верхних — кристаллические сланцы.

Южнее, в верховьях кл. Изых-Чул, обнажаются верхние горизонты серии мощностью 500—600 м, существенно состоящие из амфиболитов и узловатых доломитизированных известняков.

В районе Темира по Булынникову, в составе метаморфической серии преобладают тонкополосчатые двуслюдяные гнейсы, частично с плейчатой и очковой текстурой, а также силлиманитовые гнейсы. Наряду с парагнейсами выделяются кристаллические сланцы (серпентинитовые, амфиболовые, слюдяно-роговообманковые, албит-актинолит-хлоритовые), лептиты, гранулиты и амфиболиты, образовавшиеся за счет диабазов и порфиритов, мощные (до 800 м) горизонты мраморов. Ортогнейсы граносиенитового состава резко отличаются от других пород серии и, кроме того, в виде линейно вытянутых тел встречаются также в вышележащей карбонатной свите.

Общая мощность пород серии на этом участке, где они смяты в крутые изоклинальные складки от северо-западного (290—310°) до субмеридионального (340—360°) простираения, превышает 3000 м.

Несколько иной состав имеет метаморфическая серия в верховьях р. Белого Юуса. Здесь преобладают амфиболиты, наряду с которыми распространены амфиболовые и актинолитовые сланцы, роговообманковые, диопсид-роговообманковые и кварцево-албит-роговообманковые гнейсы. Мощность серии 850—1000 м.

Характерен разрез на водоразделе речек Пихтерек — Кольчул, где обнажаются (снизу вверх):

1. Темно-зеленые рассланцованные амфиболиты с ясно заметными реликтовыми участками слоистых ожелезненных аркозовых песчаников	200 м
2. Темно-зеленые пироксеновые амфиболиты	30 „
3. Чередующиеся слои (10—15 м) пироксеновых амфиболитов, темно-серых рассланцованных графитовых мраморов и хлорит-графитовых сланцев	100 „
4. Кварцево-плагноклазовые амфиболиты	80 „

В верховьях р. Белого Юуса, на правом берегу рч. Караташ, наблюдалось угловое несогласие в кровле пихтерекской серии. Здесь амфиболиты и амфиболовые гнейсы пихтерекской свиты смяты в пологую куполовидную складку с углами падения крыльев 19—22°, осложненную плейчатостью. Простираение метаморфических пород северо-западное 310—320°. Элементы залегания хорошо устанавливаются по карбонатным прослоям в амфиболитах. Породы пихтерекской серии перекрываются зеленокаменными афанитовыми и диабазовыми порфиритами юусской свиты. Последняя, судя по туфовым прослоям, смята в линейные килевидной формы складки, простирающиеся в этом районе в ши-

ротном направлении с отклонениями к северо-востоку. Углы падения пород составляют 55—65°. В основании разреза июсской свиты выделяется горизонт туфолов и туфобрекчий мощностью от 20 до 50 м.

По данным А. Л. Додина (1955), в Терсинском и Саралинском районах пихтерекская серия делится на две свиты: нижнюю существенно гнейсовую и верхнюю — кварцитово-сланцевую.

Типичный разрез серии следующий (снизу вверх):

1. Микрогнейсы и плагиоклазовые гнейсы с гранатом	400 м
2. Гранатовые амфиболиты	200 „
3. Плагиоклазовые гнейсы	200 „
4. Амфиболиты, цоизитовые амфиболиты и роговообманковые сланцы с прослоями мраморов	350 „
5. Плагиогнейсы с линзами кварцитов	100 „
6. Мраморы	120 „
7. Амфиболиты	100 „
8. Мраморы	80 „
9. Микрогнейсы	120 „
10. Мраморы с линзами кварцитов и прослоями роговообманковых с андез	400 „
Общая мощность нижней свиты 2070 м.	
11. Полосчатые цоизит-амфиболовые сланцы	350 м
12. Чередующиеся мусковитовые кварциты, слюдястые, слюдясто-цоизитовые и диорит-цоизитовые сланцы с прослоями графитовых кварцитов. метаморфизованных графидитов с линзами доломитов	700 „
13. Микрогнейсы и очковые гнейсы	70 „
14. Амфиболиты с гранатом	200 „
15. Мусковитовые и графитовые кварциты, графитистые сланцы	220 „
Общая мощность верхней свиты 1540 м.	

Приведенная выше характеристика разрезов разных районов показывает, что состав пород метаморфической серии достаточно разнообразен.

В ряде случаев можно установить состав исходных пород, подвергшихся глубокому преобразованию, которые были представлены различными порфиритами, песчаниками, глинистыми и карбонатными породами. Общим во всех разрезах является глубокий метаморфизм в обстановке амфиболитовой фации.

Изучение разрезов серии показывает, что нижние ее горизонты имеют существенно гнейсово-кварцитово-карбонатный состав, а верхние — сланцево-амфиболовый. Возраст пихтерекской серии окончательно еще не установлен. По этому вопросу имеются следующие данные.

1. В районах Кульчазы и Темира на породах пихтерекской (кульчазинской) серии несогласно и с перерывом залегают известняки и мраморы балыксинской свиты, в верхних горизонтах которой (районы Саралы, Мрассу) найдены археоциаты, птероподы, гиолиты и брахиоподы. Комплекс археоциат, по данным И. Т. Журавлевой, аналогичен таковому атдабанского и, возможно, кеннядинского горизонтов алданского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы. Несогласие установлено, например, по левому берегу рч. Ниня, где породы пихтерекской серии имеют простираение 330—350° с падением на восток под углом 25—35°, а перекрывающие их известняки простираются на СВ 20—30° с падением на юго-восток под углом 50—70°. Местами в основании балыксинской свиты встречаются конгломераты с карбонатным цементом, содержащие гальку кварцитов и гнейсов пихтерекской серии (Кульчазы). Присутствие в конгломератах гальки уже метаморфизованных пород свидетельствует о значительном перерыве в осадконакоплении.

2. В бассейнах рек Пихтерек, Туралых, Караташ на пихтерекской серии с угловым несогласием залегает мощная июсская свита рассланцованных зеленокаменных диабазовых и афанитовых порфиров верхнепротерозойского (синийского) возраста. В ряде мест в основании июсской свиты встречаются горизонты туфобрекчий, лавобрекчий и туфоконгломератов.

3. Метаморфизм пород пихтерекской серии в одних и тех же разрезах более глубокий, чем метаморфизм июсской свиты и порталской серии, породы которых преобразованы в обстановке фации зеленых сланцев.

4. В породах спасской свиты западного склона Кузнецкого Алатау, которая является стратиграфическим аналогом верхних горизонтов пихтерекской серии, найдены споры. Комплекс спор, определенный Ю. С. Надлером, насчитывает девять видов: *Trachyoligoiriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. laminarites* Tim., *Leioliogiriletes compactus* Tim., *Mycteroligoiriletes marmoratus* Tim., *Bothroliogiriletes exasperatus* Tim., *Protoleiosphaeridium* sp. По данным Б. В. Тимофеева (1958), этот комплекс спор очень близок к спорам карельской формации нижнего протерозоя. Таким образом, есть все основания полагать, что породы пихтерекской серии имеют нижнепротерозойский возраст.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Эффузивно-сланцевая серия. К этой серии отнесены метаморфизованные и рассланцованные эффузивы, а также метаморфические сланцы и песчаники с линзами и прослоями темных битуминозных известняков, которые отчетливо разделяются на две свиты: июсскую и порталскую.

Июсская свита впервые (вместе с вышележащими метаморфическими сланцами и кварцитами) выделена А. П. Дубок и М. Н. Житковым (1934) в бассейне верховий р. Томь под названием зеленокаменной свиты. Позднее под названием мунжинской зеленокаменной диабазовой формации эта свита закартирована А. П. Шмидтом в бассейнах рек Туралых и Караташ. Свита развита также в районе р. Балыксу в бассейне р. Белого Июса.

Как видно из приведенных данных, свита распространена на ограниченной площади в центральных частях региона. В состав свиты входят зеленокаменные измененные, как правило, рассланцованные диабазовые и афанитовые порфириды, диабазы, авгитовые порфириды, туфолавы и туфобрекчий, лавобрекчий, линзы и горизонты черных битуминозных известняков, кварцитов и метаморфических сланцев. Количество сланцев и известняков резко увеличивается в верхах свиты.

Мощность июсской свиты от 1200 до 2500 м. Большой частью свита не поддается дальнейшему расчленению, но, по наблюдениям Д. И. Мусатова, местами устанавливается определенная закономерность в ее строении.

Так, в разрезе по р. Караташ, по данным Д. И. Мусатова, выделяются следующие две толщи (снизу вверх):

1. *Нижняя толща.* Темно-зеленые мелкозернистые афанитовые и диабазовые порфириды с прослоями темных битуминозных известняков мощностью от 3 до 25 м. Порфириды зеленокаменные, рассланцованные. В основании толщи выделяется горизонт туфолав и туфобрекчий с об-

ломками афанитовых порфиритов. На породах пихтерекской серии июсская свита залегает несогласно. На водоразделе Караташ — Кашпар амфиболиты пихтерекской серии имеют простирание 315° с падением на юго-запад под углом $19-22^\circ$, тогда как туфовые прослойки в афанитовых порфиритах простираются субширотно с падением на юг под углом $55-65^\circ$. Мощность толщи 700 м.

2. *Верхняя толща.* Преимущественно зеленокаменные диабазовые порфириты, перемежающиеся с авгитовыми и афанитовыми порфиритами.

В порфиритах много прослоев и линз черных и темно-серых слоистых известняков, часто рассланцованных, а также хлоритовых, известково-хлоритовых и кремнисто-известковых сланцев. Мощность прослоев известняков и сланцев 5—50 м, чаще 20—30 м. Они слагают 28% разреза, а на долю эффузивов приходится 72%. Мощность верхней толщи 900 м.

Сводный разрез июсской свиты в бассейне рч. Балыксу, по Ю. Н. Глазову, следующий (снизу вверх):

1. Сильнохлоритизированные туфосланцы	100 м
2. Рассланцованные диабазовые порфириты с реликтовой бластопорфиритовой структурой	50 „
3. Рассланцованные темно-серые известняки	12 „
4. Зеленые рассланцованные диабазы и диабазовые порфириты с ясными реликтами плагиоклазовых порфировых выделений, местами превращенные в хлорит-эпидотовые сланцы	300 „
5. Зеленокаменные рассланцованные диабазовые порфириты с линзами и прослоями (10—30 м) метаморфических сланцев, песчаников, туфоконгломератов и известняков. В конгломератах галька эффузивов, кварцитов и сланцев	500 „

Таким образом, и на этом участке намечается разделение июсской свиты на две толщи, причем для верхней толщи характерны прослойки сланцев, туфопесчаников и известняков.

В верховьях р. Балыксу июсская свита выделялась О. К. Полетаевой и П. Т. Сазоновым под названием федоровской. Мощность свиты здесь достигает 3000 м.

В районе д. Саралы, по данным В. М. Ярошевича (1957а), июсская свита имеет мощность 2100 м и состоит из рассланцованных и зеленокаменных диабазовых, афанитовых, плагиоклазовых порфиритов, туфов и туфобрекчий.

Итак, июсская свита распространена в центральной части Кузнецкого Алатау в бассейнах рек Белого Юса, Балыксу, Малого Таштыпа, в районе Саралы. Она имеет существенно эффузивный состав и обладает всеми особенностями спилито-диабазовой формации. Июсская свита слагает основание нижнепалеозойского геосинклинального разреза восточного склона Кузнецкого Алатау, залегая трансгрессивно и несогласно на породах пихтерекской метаморфической серии. Мощность свиты 3000 м.

Возраст июсской свиты определяется следующими соотношениями: на разных участках она перекрывается либо породами карбонатной серии, либо чаще сланцами портальской свиты, которые в свою очередь перекрываются карбонатной серией.

Выше упоминалось, что в балыксинской свите карбонатной серии найдены археоциаты алданского яруса нижнего кембрия. Таким образом, учитывая, что июсская и портальская свиты вместе с вышележащей

карбонатной серией составляют единый геосинклинальный разрез с частыми перерывами, уместно отнести эффузивно-сланцевую серию основания этого разреза (июсская и порталская свиты) к позднему докембрию — верхнему протерозою, или синию. Перерыв же между июсской свитой и пихтерекской серией имеет принципиальное значение, отделяя комплекс протерозойской геосинклинали от комплекса нижнепалеозойской (каледонской в широком понимании) геосинклинали.

Портальская свита впервые выделена А. Я. Булынным (1927—1928) в Саралинском районе, где на участке Кузнецкой горы толща граувакк, песчаников, глинистых и кремнистых сланцев, туффигов с прослоями и линзами известняков залегают на размытой поверхности гнейсов. Толща перекрывается темными водорослевыми известняками балыксинской свиты, содержащими водоросли родов *Newlandia* и *Saralinskia* (Краснопеева, 1958).

Докембрийские породы выходят на поверхность на участке флексурного перегиба и поперечного вздутия антиклинальной складки, с которыми связан своеобразный горст. Упоминание о толще оталькованных глинистых сланцев, перемежающихся с туфами и горизонтами зеленокаменных эффузивов, которая в бассейне р. Черного Юуса залегает под водорослевыми известняками енисейской (балыксинской) свиты, встречается в работах А. Н. Чуракова (1932). Позднее характерные песчано-сланцевые толщи с горизонтами зеленокаменных эффузивов и прослоями известняков, залегающие ниже карбонатной серии, выделялись многими исследователями в бассейне р. Белого Юуса (Шмидт, Мусатов), в бассейне р. Балыксу (Дубок и Житков, Полетаева), в верховьях р. Аскиза (Мусатов) в районе рудника «Коммунар» (Булынный, 1934) и т. д.

На западном склоне Кузнецкого Алатау стратиграфическим аналогом порталской свиты являются верхние горизонты пызасской свиты, имеющие тот же состав.

Разрез порталской свиты в нижнем течении рч. Балыксу, по данным Ю. Н. Глазова, следующий (снизу вверх):

1. Серые туфогенные песчаники, известково-глинисто-хлоритовые, глинистые сланцы	325 м
2. Голубовато-серые полосчатые тонкозернистые туфогенные песчаники	350 „
3. Голубовато-серые полосчатые кремнистые сланцы	100 „
4. Зеленовато-серые известково-глинисто-хлоритовые сланцы	100 „
5. Темно-серые полосчатые мраморизованные известняки	80 „
6. Пепельно-серые известково-хлорито-глинистые сланцы	25 „
7. Голубовато-серые туфогенные пиритизированные и ожелезненные песчаники	60 „
8. Черные углистые мраморизованные известняки	100 „
9. Голубовато-серые глинисто-хлоритовые сланцы	90 „
10. Зеленовато-серые глинисто-хлоритовые сланцы	100 „
Общая мощность свиты 1320 м.	

На другом участке этого района разрез свиты несколько иной (снизу вверх):

1. Серо-зеленые и темно-зеленые глинисто-хлоритовые сланцы с отдельными горизонтами рассланцованных зеленокаменных диабазовых порфиритов	600 м
2. Темно-серые тонкослоистые углистые мраморизованные известняки	100 „
3. Зеленые и зелено-серые глинисто-хлоритовые сланцы с прослоями серебристых кварцево-хлорито-глинистых сланцев и черных углисто-кремнистых сланцев	250 „

4. Светло-зеленые глинисто-хлоритовые сланцы	250 м
5. Серые рассланцованные и ожелезненные известковистые туфопесчаники с линзами темно-серых углисто-кремнистых сланцев	80 „
6. Зелено-серые хлорито-глинистые сланцы	70 „
7. Темно-серые ожелезненные углисто-кремнистые сланцы	60 „
8. Темно-серые массивные окварцованные известняки	60 „
Общая мощность свиты 1470 м.	

В низовьях рч. Балыксу свита сложена зелено-серыми туфоконгломератами с галькой кварцитов и эффузивов. Цемент туфогенный псаммитовый, иногда карбонатный. В туфоконгломератах многочисленные прослои зеленых глинисто-хлоритовых сланцев, темно-серых мраморизованных известняков и линзы черных кварцитов. Мощность свиты 1000 м.

В верховьях р. Белого Июса порталская свита (по Жуковскому и Солодянкину) сложена главным образом черными ожелезненными кварцитами и плотными доломитизированными известняками с многочисленными прослоями (3—7 м) темных кварцево-хлорит-графитовых слабофиллитизированных сланцев и отдельными горизонтами зеленокаменных эффузивов. Мощность свиты 1500—1700 м. Породы свиты смяты в крутые изоклинальные складки субмеридионального простирания и на эффузивах июсской свиты залегают согласно.

В бассейне рек Пихтерек и Тюхтерек (Шмидт, Мусатов) свита состоит из перемежающихся слоев черных тонкосланцеватых углисто-глинистых сланцев, графитизированных, окварцованных и слегка серицитизированных песчано-глинистых сланцев, тонкозернистых песчаников, микрокварцитов, мраморизованных битуминозных известняков. Мощность слоев от 3—4 до 120—150 м. В низах свиты имеется несколько горизонтов рассланцованных зеленокаменных диабазов. Мощность свиты 1350—1500 м.

В районе рудника «Коммунар» (Булытников, 1934) порталская свита сложена в верхах: граувакковыми песчаниками, зелено-серыми глинистыми и песчанистыми сланцами, известково-глинистыми и мергелистыми сланцами, лидитами, внутриформационными конгломератами с линзами и прослоями черных битуминозных известняков. В низах свиты — горизонты метаморфизованных кератофилов, афанитовых порфиритов, туфов и вулканических брекчий. Породы свиты образуют сжатые складки простирания 10—30°. Мощность свиты более 1000 м.

В верховьях р. Аскиза разрез свиты прослежен Ю. Н. Глазовым и Д. И. Мусатовым вдоль железной дороги Абакан — Сталинск. На этом участке порталская свита сложена различными сланцами глинистого, хлоритового, кварцево-полевошпатового, углисто-глинистого, углисто-кремнистого, углисто-карбонатного, известково-кремнистого, роговообманково-полевошпатового, кварцево-пироксен-полевошпатового и серицитового состава, метаморфизованными известковистыми песчаниками, ожелезненными и углистыми кварцитами, темно-серыми битуминозными известняками, горизонтами рассланцованных роговообманковых и диабазовых порфиритов в низах свиты. Мощность свиты 1100—1200 м.

Не исключена возможность, что нижняя часть свиты относится по существу к верхам июсской свиты. Порталская свита перекрывается Балыксинской свитой тонкозернистых темных известняков с прослоями тремолитизированных мергелистых известняков.

В пределах хр. Арга, по данным В. В. Баркова и геологов ВАГТа, в основании разреза древних отложений залегает толща серицитовых и

кордиеритовых сланцев с горизонтами зеленокаменных эффузивов и просланиями известняков. Мощность толщи, являющейся полным аналогом порталской свиты, около 400 м. Она слагает ядро антиклинальной складки вблизи д. Чарожей и перекрывается толщей темных слоистых и массивных известняков, содержащих остатки водорослей.

Портальская свита, как и июсская, имеет ограниченное распространение, локализуясь в центральных частях региона и по его северной периферии. Совершенно четко устанавливается значительная фациальная изменчивость порталской свиты, выражающаяся то в преобладании сланцев, то туфогенных пород, то в значительной роли известняков.

Вопрос о синийском возрасте порталской свиты решается так же, как и для июсской свиты. Подтверждением синийского возраста порталской свиты является находка синийских спор в верхних горизонтах пызасской свиты западного склона Кузнецкого Алатау. Ю. С. Надлером здесь определены 12 видов спор, среди которых, помимо перечисленных выше форм, встреченных в спасской свите, найдены споры рода *Ocridoligo-triletes*, не известные в нижнем протерозое. Комплекс спор пызасской свиты очень близок к комплексу спор синийских отложений Енисейского кряжа, Прибайкалья, периферии Анабарского щита и Китая (Тимофеев, 1958).

В разрезе Портала (верховье р. Аскиза) из метаморфизованных песчаников верхних горизонтов порталской свиты выделены споры, включающие, по определению Г. Н. Трошковой, 11 видов, в том числе характерные для синийского комплекса (по Б. В. Тимофееву) роды *Lopholigo-triletes* и *Ocridoligo-triletes*. Этот комплекс спор совершенно аналогичен спорам пызасской свиты западных склонов Кузнецкого Алатау. Несмотря на явно недостаточную разработанность стратиграфии синийских отложений по спорам, нельзя считать случайностью почти полную тождественность споровых комплексов синия для отложений Прибайкалья, Приангарья, Туруханского поднятия, Енисейского кряжа с отложениями пызасской серии западных и восточных склонов Кузнецкого Алатау.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

Вопрос о присутствии докембрия в Западном Саяне имеет длительную историю, которая освещена в ряде работ (Баженов, 1934; Обручев, 1935, 1944; Чураков, 1927, 1931, 1932; Сивов, 1942, 1948; Усов, 1935). В настоящее время многие геологи (Кузнецов, 1952, 1954; Радугин, 1939; Кудрявцев и др., 1956) рассматривают отложения известной джебашской «формации», выделенной А. Г. Сивовым (1942, 1948), или нижнего горизонта нижнего силура (он же второй отдел метаморфической толщи), установленного И. К. Баженовым (1924, 1930, 1933, 1934), самыми древними образованиями в Западном Саяне и считают их по возрасту отвечающими докембрию.

Джебашская метаморфическая серия. Отложения джебашской серии типично выражены в Джебашском хребте, откуда они широкой полосой протягиваются на юго-запад, распространяясь в бассейны рек Аны, Малого и Большого Абакана и переходя там в систему Горного Алтая. К северо-востоку от хр. Джебашского рассматриваемые отложения прослеживаются вдоль хребтов Борус, Березовского, затем продолжают в систему р. Амыла, а отсюда на территорию Восточного Саяна. На всем этом огромном пространстве они картировались и изучались многими исследователями (Сивов, 1942, 1949; Радугин,

Зими́на и Щеглов, 1951 г.; Глазунов и Буцкевич, 1951 г.; Глазунов и Семенов, 1952 г.; Естрахин, Кожевников и Дятлов, 1952 г.; Макаров, 1952 г.; Смирнов, 1953; Черепнин и Шелковников, 1951 г.; Шелковников, 1952 г.; Салун, Сумин и Хромова, 1952 г.; Неймарк, 1952 г.; Лезгин и Кожевников, 1954 г.) и все они отмечают сложность состава, строения и глубокий метаморфизм пород этой серии. Последние представлены метаморфическими сланцами преимущественно темно-зеленого цвета с некоторыми оттенками светлого тона, нередко отражающими отчетливо выраженную кристаллизационную сланцеватость. Среди описываемых сланцев альбит-хлоритовые, альбит-хлорит-серицитовые, хлорит-мусковит-кварцево-альбитовые, актинолит-цоизитовые и эпидот-актинолит-хлоритовые являются наиболее типичными их разновидностями. Вариации петрографического состава кристаллических пород не ограничиваются перечисленными выше типами, а меняются в более широких пределах главным образом за счет иных соотношений, участвующих в строении сланцев минеральных компонентов. Структура сланцев преимущественно гранобластическая, реже немато- и лепидобластическая, затухающая часто последующими метасоматическими изменениями. Кроме того, сланцы всюду пронизаны то относительно густой, то сравнительно редкой сетью жилок кварцевого, кварцево-альбитового, альбито-кальцитового и кальцитового состава, особенно охотно приурочивающихся к плоскостям сланцеватости, но нередко под крутым углом срезающих последнюю.

Вторым характерным элементом джебашской серии являются роговсобо́манковые сланцы, местами переходящие в амфиболиты и составляющие, видимо, самостоятельное стратиграфическое подразделение комплекса.

В составе серии небольшую роль играют также железистые кварциты, пьмонтитовые сланцы и мраморы. Последние появляются на различных стратиграфических уровнях в виде коротких линз мощностью от нескольких до десятков метров. В отдельных участках (по р. Енисею, на пространстве между устьем рч. Кибик и кордоном лесничего) вскрываются тела мраморов мощностью от 500 до 600 м, расслоенные хлорито-известковыми и хлоритовыми сланцами мощностью до 200 м. Железистые кварциты хотя и не образуют выдержанных по мощности пластов и не прослеживаются из разреза в разрез, но все же они отмечаются во многих пунктах и притом, вероятно, занимают определенное стратиграфическое положение в составе джебашской серии, являясь для нее маркирующим элементом.

Несколько иное положение занимают пьмонтитовые сланцы. Они, будучи окрашены в фиолетово-розоватый цвет, пространственно большей частью связаны с тонкозернистыми мраморами. Отложения джебашской серии прорываются многими разновременными и различного состава интрузивными образованиями, среди которых массивы гранито-гнейсов и диорито-гнейсов, несомненно, являются докембрийскими. Типичным массивом этого возраста является когдарский плутон, занимающий пространство в среднем течении рек Малой и Большой Когдары, впадающих в р. Большую при ее устье.

Характеристика джебашской серии была бы не полной, если не отметить наличие в ее составе крайне своеобразных двуслюдяных и биотитовых гнейсов, пространственно не связанных с интрузивными образованиями, но составляющих обособленные крупные площади в бассейне рек Верхней Тепсели, Большой Ои. (Сивов, 1949) ниже и выше ее пра-

вого притока рч. Анбука и особенно в верхнем течении рек Малого и Большого Абакана. Своеобразие этих гнейсов заключается не только в отчетливо выраженной гнейсовидной текстуре и в обогащенности биотитом и мусковитом, но и в приуроченности их к сводовым частям крупных антиклиналей. Это последнее обстоятельство указывает на то, что они могут представлять собой наиболее древние члены джебашской серии. В поле развития таких биотитовых гнейсов встречаются сахаровидные, тонкозернистые кварциты, яснополосчатые и также богатые мусковитом и биотитом.

Джебашская серия сложена глубоко измененными образованиями мощностью свыше 5 тыс. м и резко выделяется из окружающих и внешне похожих на нее пород более молодого возраста. Степень глубины изменения пород джебашского комплекса определяется полной перекристаллизацией их первичного состава, о котором можно судить лишь предположительно.

Возрастное положение джебашской серии определяется вполне определенно ее стратиграфическими взаимоотношениями с фаунистически охарактеризованным кембрием и интрузиями. Так, гальки и обломки кристаллических сланцев джебашской серии обнаруживаются в конгломератах и гравелитах низов среднего кембрия и в более молодых образованиях. Кроме того, породы джебашской серии вместе с прорывающими их диорито-гнейсами когдарского типа в бассейне рч. Когдар рассекаются гипербазитами (Сивов, 1954; Радугин, Зимина и Щеглов, 1951 г.), кембрийский возраст которых не вызывает сомнений. Далее кристаллические сланцы джебашской серии и секущие их гипербазиты по рч. Большой Березовой, впадающей в Енисей справа, прорываются шушенским гранодиоритовым плутоном, возраст которого не моложе среднего кембрия. Можно было бы привести и другие факты, но и приведенные вполне определенно свидетельствуют о том, что отложения джебашской серии и секущие их интрузии типа когдарского плутона древнее палеонтологически охарактеризованного нижнего кембрия и, следовательно, в возрастном отношении могут быть отнесены только к докембрийским образованиям.

В настоящее время невозможно определить положение отложений джебашского комплекса в обобщенной стратиграфической шкале докембрия. Но можно утверждать, что по составу и степени метаморфизма, завершившегося задолго до накопления осадков нижнего кембрия, а может быть и позднего протерозоя, породы джебашской серии и прорывающие их интрузии типа когдарского плутона являются самыми древними образованиями в Западном Саяне.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Громадная площадь, занимаемая Красноярским краем, и соответственно большие расстояния между главнейшими областями распространения протерозойских отложений исключают возможность сколь угодно надежной корреляции разрезов. К тому же и степень изученности протерозоя Красноярского края еще очень невелика. Более или менее уверенно могут быть увязаны друг с другом только наиболее крупные подразделения.

Нижнепротерозойский комплекс метаморфических и магматических пород проявлен почти одинаково и на Таймыре, и в Енисейском крае, и в пределах Саяно-Алтайской складчатой области. Но этот комплекс

по своему объему, по-видимому, соответствует нескольким системам, и его развитие в пределах отдельных регионов протекало по-разному. Достаточных же материалов для прослеживания всех этих деталей пока нет. Что же касается таких дробных стратиграфических подразделений, как свиты или даже серии, то они сопоставляются с большим трудом даже в смежных структурно-фациальных зонах, примером чему может служить Енисейский кряж.

На всех площадях развития протерозоя в Красноярском крае картируется древний метаморфический комплекс, пронизанный гранитоидными интрузиями и выделяемый всюду в качестве нижнего протерозоя. Он известен на Таймыре, в Енисейском кряже, в Восточном Саяне и Кузнецком Алатау. Во всех этих складчатых зонах он появляется в осевых частях антиклинальных структур, представляя собой выступы основания, на котором в свое время были заложены верхнепротерозойские — нижнепалеозойские геосинклинали.

В настоящее время нижний протерозой представлен повсюду только породами, испытавшими более или менее глубокий метаморфизм, различными гнейсами и амфиболитами, слюдяными, актинолитовыми, хлорит-эпидотовыми, серицитовыми и филлитовыми сланцами, кварцитами и мраморами. Только в немногих случаях по составу и особенностям строения этих метаморфических пород можно судить о составе того исходного материала, за счет которого они образовались, и можно только догадываться, что этот метаморфический комплекс возник за счет эффузивно-осадочных толщ геосинклинального характера, состоящих существенно из глинистых и песчаных (главным образом полимиктового состава) пород, основных и реже кислых эффузивов, причем для них характерно малое развитие карбонатных пород. Исключение составляет лишь осевая часть Восточного Саяна, где карбонатные породы в составе нижнего протерозоя (дербинская свита) пользуются широким распространением. В отдельных случаях (южная часть Енисейского кряжа, возможно, Таймыр и северо-восточная зона Восточного Саяна, так называемый «Протеросаян») субстратом для образования нижнепротерозойского метаморфического комплекса могли служить метаморфические породы архея, которые в ряде случаев в результате повторного метаморфизма (диафореза) превращаются в кристаллические сланцы, нестлечимые от кристаллических сланцев нижнего протерозоя.

Степень метаморфизма пород нижнего протерозоя различна в разных случаях, достигая уровня амфиболитовой фации. Вместе с тем она (степень метаморфизма) находится в прямой зависимости от степени и характера проявления гранитоидного магматизма, причем весь метаморфизм нижнего протерозоя имеет отчетливо магматогенный, так сказать регионально-контактный характер. Широкое развитие в экзоконтактных зонах интрузий именно кристаллических сланцев, а не контактовых роговиков объясняется динамической обстановкой и синтетектоническим характером самих гранитоидных интрузий.

Таким образом, складчатость нижнепротерозойского комплекса завершилась гранитоидной интрузией, отчетливо проявленной на Таймыре, в Енисейском кряже, Восточном Саяне и Кузнецком Алатау, вызвавшей интенсивный метаморфизм в обстановке амфиболитовой фации во внутренней контактовой зоне и в более низкотемпературной обстановке вдали от интрузий. С ранними фазами этой гранитоидной интрузии связаны интенсивная мигматизация и метасоматическая гранитизация вмещающих пород, а также образование слюдоносных пегмати-

тов, с более поздними фазами — появлением секущих гранитных интрузий.

Так как описанный комплекс нижнепротерозойских кристаллических сланцев резко обособлен от архея и от преимущественно нормально осадочных толщ верхнего протерозоя (синия), содержащих повсюду в основании конгломераты с галькой уже метаморфизованных пород нижнего протерозоя и нижнепротерозойских гнейсов и гранитов, а также ввиду того, что его развитие сопровождалось проявлениями основного эффузивного и интрузивного магматизма и завершилось регионально проявленной гранитной интрузией, можно думать, что он в целом является продуктом полного и нормально заверщенного тектоно-магматического цикла, подобного, например, каледонскому или герцинскому в палеозое. Отсюда можно предполагать, что развитие нижнепротерозойского метаморфического комплекса было весьма длительным, соответствующим по времени, по крайней мере, двум-трем геологическим периодам. Задачей будущих геологических исследований является расчленение нижнепротерозойского метаморфического комплекса на системы и более дробные стратиграфические подразделения.

Верхний протерозой, или синийский комплекс, в противоположность нижнему почти повсюду представлен нормально осадочными, изредка слабометаморфизованными толщами со сравнительно незначительной примесью эффузивного материала, причем в верхнем протерозое карбонатные породы начинают играть уже весьма существенную роль.

От нижнепротерозойских метаморфических толщ синийские отложения везде, за исключением Енисейского кряжа, совершенно отчетливо отделяются угловыми несогласиями и трансгрессивным налеганием с интенсивным размывом. Только в Енисейском кряже эта граница проводится условно, несмотря на то, что еще первые исследователи (Л. А. Ячевский, И. Г. Николаев) обращали внимание на наличие конгломератов с галькой гнейсов и других кристаллических сланцев в тех осадочных толщах, которые в настоящее время принято считать верхнепротерозойскими — синийскими.

Верхняя граница синийских отложений в различных структурно-фациальных зонах проявлена по-разному. На Таймыре, Енисейском кряже и северо-восточной окраине Восточного Саяна, в общем в зоне, непосредственно примыкающей к собственно Сибирской платформе или входящей в состав последней, нижнекембрийские осадочные толщи платформенного типа (Енисейский кряж, Восточный Саян) залегают ясно трансгрессивно с угловым несогласием на размытых структурах верхнего протерозоя. Складчатость верхнего протерозоя в этой зоне завершилась гранитной интрузией, тела которой были вскрыты денудацией к началу нижнего кембрия. Вместе с тем, в этой же зоне складчатость нижнего кембрия имеет отчетливо унаследованный характер — складки, заложенные еще в верхнем протерозое, местами продолжают развиваться в нижнем кембрии.

В пределах крупных поднятий внутри платформы (Анабар) нижний кембрий лежит на верхнем протерозое (синии) совершенно согласно и практически горизонтально.

В зоне, значительно удаленной от Сибирской платформы — в пределах осевой части Восточного Саяна и в Кузнецком Алатау, также наблюдается согласное налегание нижнего кембрия на протерозой с постепенными переходами, причем ввиду того, что синий и нижний кембрий представлены одинаковыми, существенно карбонатными фациями, гра-

ница между ними устанавливается условно — по исчезновению типичной нижнекембрийской фауны. Синий и кембрий здесь интенсивно дислоцированы и принимают участие в одних и тех же складчатых структурах. Нужно добавить, что в этой зоне, по-видимому, отсутствуют верхнепротерозойские (донижнекембрийские) интрузии, столь типичные для Таймыра и Енисейского кряжа, но зато здесь широко развиты более юные постнижнекембрийские и додевонские (каледонские в широком смысле этого слова) гранитоиды.

Таким образом, из изложенного видно, как происходило постепенно разрастание Сибирской платформы. Внутренние ее части еще с синия характеризовались платформенным режимом. Поскольку же протерозой на Анабаре отсутствует, можно предположить, что платформенный режим здесь наступил еще в нижнем протерозое. В пределах Енисейского кряжа и в Протеросаяне геосинклинальная обстановка сохранилась до конца верхнего протерозоя, сменившаяся платформенной в нижнем кембрии. Наконец, в еще более удаленной зоне не только весь синий, но и весь нижний кембрий имеет геосинклинальный характер. Судя по полному отсутствию в пределах этой зоны геосинклинальных отложений верхнего кембрия — ордовика и силура, можно думать, что причленение этой зоны к платформе произошло где-то в конце кембрия, причем значительную роль в ее «окаменении» сыграли посленижнекембрийские гранитоидные интрузии, пользующиеся здесь широким развитием.

Западный Саян отличается от других областей развития протерозойских отложений резко упрощенным их составом, причем встречаются они здесь только в виде обрывков в ядрах крупных антиклинальных структур. По существу протерозойская история развития Западного Саяна неизвестна; неизвестно также и то, является ли джебашская серия ниже- или верхнепротерозойской.

Отмечая детали строения и развития верхнего протерозоя (синия) в различных областях его развития, можно указать на следующее.

1. Малое развитие или даже полное отсутствие эффузивного магматизма в структурно-фациальных зонах, непосредственно примыкающих к древнему ядру Сибирской платформы (например, в Енисейском кряже), где эффузивы совершенно отсутствуют в пределах Восточно-Енисейской подзоны и появляются только в Западно-Енисейской подзоне, характеризующейся более ясно выраженным геосинклинальным характером всего эффузивно-осадочного синийского комплекса.

2. Появление основных эффузивов в виде спилитов и диабазов в самых низах разреза верхнего протерозоя в пределах всех областей его развития, за исключением Восточного Саяна, где по схеме А. А. Предтеченского эффузивная кувайская свита завершает разрез верхнего протерозоя и эффузивы появляются после накопления чисто осадочных урманской и манской свит. Однако существуют и другие толкования разреза верхнего протерозоя Восточного Саяна. Например, В. В. Хоментовский (1957) ту же кувайскую свиту помещает в основании, а осадочную — урманскую в самом верху разреза верхнего протерозоя.

3. Появление карбонатных пород преимущественно в верхних частях верхнего протерозоя, причем роль их в различных структурно-фациальных зонах является существенно различной.

Как уже отмечалось, более детальное сопоставление разрезов верхнего протерозоя различных областей его развития в настоящее время оказываются невозможными. Для этого необходимо дальнейшее изуче-

ние стратиграфии протерозоя в пределах отдельных структурно-фациальных зон, картирование выделенных свит, разработка палеонтологического обоснования для стратиграфического расчленения протерозоя, изучение магматической деятельности в протерозое и т. д.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения кембрийской системы в пределах Красноярского края распространены чрезвычайно широко: от самых северных его окраин — островов Северной Земли и до административной границы на юге, проходящей в горах Западного Саяна по водораздельной части Куртушибинского хребта. На этой территории они приурочены к двум крупным структурным элементам земной коры — к докембрийской Сибирской платформе, с одной стороны, и к областям палеозойской складчатости — с другой. В соответствии с этими основными подразделениями находится строение, мощности и условия залегания отложений.

В пределах платформы кембрийские отложения представлены главным образом карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными отложениями, грубыми конгломеративными и частично галогенными и сульфатными образованиями, среди которых немалую роль играют красноцветные породы.

Мощность кембрийских отложений, как правило, почти нигде не превышает 3—3,5 км, а условия залегания на большей части площади сравнительно спокойные, местами почти горизонтальные, исключая западную окраину платформы (районы Туруханского поднятия, Енисейского поднятия и частично Восточно-Саянского), где они дислоцированы сложнее. По всем этим признакам, а также по отсутствию в них вулканогенных образований рассматриваемый комплекс пород входит целиком в группу платформенных формаций.

Основными районами распространения кембрия на Сибирской платформе являются: западный и северный склоны Анабарской антеклизы и западная окраина платформы (от наиболее северных выходов кембрия в сводовых частях Хантайско-Рыбинского вала и до юго-восточной окраины Рыбинской впадины и Манского прогиба в Восточном Саяне на юге). На остальной площади платформы кембрийские отложения скрыты под более молодыми породами.

В палеозойских складчатых сооружениях, а особенно в примыкающих к платформе на юго-западе каледонидах, кембрийские отложения на поверхности распространены относительно шире. Здесь они слагают тот структурный каркас, на фоне которого шло все последующее геотектоническое развитие.

В каледонидах юга Сибири (в том числе входящих в Красноярский край) кембрий представлен породами геосинклинальных формаций, типичных для первых стадий развития геосинклиналей, и построен очень сложно. Главными составными частями разрезов кембрия здесь являются подводные эффузивные образования различного состава и связанные с ними туфовые породы, кремнисто-сланцевые породы, кварциты и микрокварциты, различного рода метаморфические сланцы, метаморфизованные песчаники и другие терригенные породы, а также известняки хемогенного и рифогенного происхождения, доломиты, конгломераты, туфо-лавоконгломераты, конгломерато-брекчии и др.; обломочные:

породы в основном являются серо-зеленоцветными. Среди них распространены также интрузивные гипербазитовые породы, доверхнекембрийский возраст которых доказан; эти породы образуют так называемые гипербазитовые пояса в общей структуре Алтае-Саянской складчатой области.

Разнообразные породы, слагающие кембрий, находятся в очень сложных соотношениях друг с другом; кроме того, в различных структурно-фациальных зонах преобладают то одни, то другие породы, даже в одной и той же зоне они часто по простиранию и вкрест последнего сменяют и замещают друг друга.

Кембрийские породы в каледонидах интенсивно дислоцированы, прорваны различного возраста и состава интрузиями и в отдельных структурных зонах в той или иной степени метаморфизованы.

Общая мощность кембрия здесь нередко достигает 7—8 км.

В складчатой зоне Таймыра среди дислоцированных кембрийских отложений совершенно отсутствуют вулканогенные породы, а преимущественно развиты терригенные: гравелиты, песчаники, алевролиты, сланцы. Наряду с терригенными породами распространены карбонатные породы. Мощность кембрия составляет здесь, вероятно, не менее 2—2,5 км. В стратиграфическом отношении кембрийские отложения в настоящее время изучены далеко не равномерно, а в ряде структурных зон все еще недостаточно. Последнее особенно справедливо для складчатых областей юга Красноярского края, где стратиграфия кембрия только начинает устанавливаться.

Кембрий, развитый на платформе, как видно из дальнейших описаний, в этом отношении изучен значительно лучше. Для Сибирской платформы в целом в настоящее время разработана единая схема стратиграфического расчленения кембрия, причем здесь выделяются все три отдела с подразделениями на ярусы¹.

Среди кембрийских отложений как на платформе, так и в геосинклинальных областях преимущественным развитием пользуются отложения нижнего отдела этой системы. Среднекембрийские породы распространены на сравнительно ограниченных площадях, а верхний кембрий в складчатой зоне на юге края палеонтологически до сих пор нигде не доказан. На западе платформы палеонтологически охарактеризованы преимущественно отложения нижнего отдела, главным образом, ленского яруса, тогда как на южном и западном склонах Анабарской антеклизы — нижнего и среднего. На Таймыре известна фауна всех трех отделов кембрия.

Находки фауны в верхнекембрийских отложениях платформы — единичны.

Для кембрийских отложений юга края единой стратиграфической схемы пока еще не выработано, хотя попытки в этом направлении уже делались. В настоящее время разработка стратиграфии кембрия этой области идет в направлении привязки ее к стратиграфической шкале, принятой для кембрия Сибирской платформы.

¹ В унифицированной стратиграфической схеме, утвержденной в 1956 г. на Всесоюзном совещании, разработанной Ф. Н. Гурари, Н. П. Суворовой, Н. Г. Чернышевой, приняты следующие подразделения для кембрия Сибирской платформы: нижний отдел — алданский и ленский ярусы, средний отдел — амгинский и майский ярусы; в майском ярусе выделяются подъярусы — чайский и анабарский. Н. В. Покровской предложено трехчленное деление среднего отдела на ярусы — амгинский, чайский и майский, а верхнего отдела — на дребачский и франконский ярусы. Эта схема деления кембрия не является общепринятой. *Прим. ред.*

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Отложения кембрийской системы довольно широко распространены в пределах Таймырской складчатой области. Они приурочены к ее северной окраине и окаймляют с юга и юго-востока протерозойские толщи на всем протяжении от устья р. Пясины вплоть до залива Фаддея. Эти отложения входят в состав верхнего структурного яруса южного крыла обширного верхнепалеозойского сводового поднятия, приуроченного к северной стороне горной территории Таймыра. Впервые кембрийские отложения были выделены Ф. Г. Марковым в 1942 г. из комплекса пород нерасчлененного кембро-силура по р. Нижней Таймыре.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижекембрийские отложения имеют ограниченное распространение. Они констатированы в районе истоков р. Ленивой, бассейне р. Шренка, нижнего течения р. Траутфеттера и ее правого притока р. Коралловой, а также на участке среднего течения р. Ленинградской.

По наблюдениям Р. Ф. Соболевской, В. П. Орлова и В. Е. Мильштейн, произведенным в 1958 г. в районе нижнего течения р. Коралловой, нижекембрийские отложения лежат на размытых, поставленных на голову, пластах хлоритовых сланцев нижней свиты синийского комплекса. Их разрез начинается с маломощного горизонта конгломератов, содержащих различно окатанные гальки кварца, хлоритовых сланцев и метаморфизованной основной породы. Размеры галек колеблются от 1—2 до 5—15 см в поперечнике. Они сцементированы гравелитовым и мелкозернистым песчанистым материалом. Местами конгломераты замещаются кварцевыми гравелитами и известковистыми разнозернистыми кварцевыми песчаниками либо конгломерато-брекчиями. Выше следует пачка мощностью до 20 м темно-серых доломитов с прослоем серых известняков. Они сменяются толщей неравномерно окрашенных, преимущественно серого цвета, слоистых известняков. В них обнаружены остатки *Hyolithes* sp., *Tentaculites* sp., *Oelandiella* cf. *sibirica* Vost. (msc.), *O. korobkovi* Vost. (msc.), *Aldanella spiralis* Vost. (msc.), *Anabarella plana* Vost. (msc.) и брахиопод. Эта фауна встречается в низах разреза нижнего кембрия в бассейне р. Шренка. По заключению В. А. Востоковой, обнаруженные колпачковые гастроподы аналогичны такой же фауне, выявленной в отложениях алданского яруса бассейна р. Шренка и на р. Траутфеттер. Мощность известняков достигает 70 м и более. Разрез нижекембрийских отложений заканчивается светло-серыми известняками, содержащими остатки брахиопод и трилобитов. Среди последних, по определению П. Н. Лазаренко, имеются представители рода *Pagetiellus*, характерные для верхов алданского и низов ленского яруса нижнего кембрия.

Общая мощность нижекембрийских отложений не превосходит 150 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднекембрийские отложения обнажаются там же, где и породы нижнего кембрия, т. е. на всем протяжении северной окраины Таймыра от истоков р. Ленивой до среднего течения р. Ленинградской. Более детально разрез этих отложений был изучен в 1954—1958 гг. М. Н. Злобиным, В. П. Орловым и Р. Ф. Соболевской на участках среднего тече-

ния рек Траутфеттера и Ленинградской. Непосредственного контакта среднекембрийских отложений с подстилающими нижнекембрийскими породами ими не наблюдалось.

По данным этих исследователей, среднекембрийский возраст имеют серые и темно-серые известняки и глинистые известняки, содержащие в нижней части разреза пачки черных глинистых сланцев. Из нижних горизонтов известняковой толщи Р. Ф. Соболевской и В. П. Орловым были собраны остатки трилобитов, которые, по заключению Н. П. Лазаренко, принадлежат представителям семейств Solenopleuridae, Pagadoxidae, Ptychoparidae, Doryugidae (рода *Kootenia*), относящимся к амгинскому ярусу. Совместно с трилобитами были обнаружены остатки брахиопод и гастропод, которые пока еще остались неизученными.

В средней части разреза выявлены остатки трилобитов следующих родов: *Anopolenus*, *Linguagnostus*, *Phalacroma*, *Peronopsis*, *Corynexochus*, *Agraulos*, *Bailiaspis*, *Solenopleura*, *Anomocarioides*, *Anomocarina*, *Kootenia* (?), *Dasometopus* и другие представители. По мнению Н. П. Лазаренко, этот комплекс фауны характерен для чайского подъяруса майского яруса. Кроме того, в известняках присутствуют гастроподы *Helcionella rugosa* Vost. (msc.). По всей вероятности, из этой же части разреза р. Траутфеттера ранее М. Н. Злобиным были обнаружены остатки трилобитов *Linguagnostus gronwalli* (Kob.), *Peronopsis* aff. *cylindrica* West., *Peronopsis* ex gr. *fallax* (Lins.), *Bailiaspis* aff. *dalmani* (Ang.), *Solenopleura magna* N. Tchern., *Anomocarioides* cf. *limbata* (Ang.), *Phalacroma* sp., отнесенные Н. Е. Чернышевой к среднему кембрию.

Из верхней части разреза среднекембрийских отложений были собраны остатки трилобитов *Proceratopyge* sp., *Oidagnostus* cf. *trispinifer* West., *Taxotina* (?), sp. indet., которые, по определению Н. Л. Лазаренко, указывают на верхи анабарского подъяруса майского яруса.

Р. Ф. Соболевская определяет мощность среднекембрийских отложений в районе средних течений рек Траутфеттера и Ленинградской, равной 200—250 м, тогда как М. Н. Злобин полагает, что она достигает 400 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнекембрийские отложения залегают согласно на среднекембрийских породах. Выходы их встречаются на той же площади от истоков р. Ленивой до среднего течения р. Ленинградской. Ранее эти отложения выделялись предположительно по данным стратиграфических соотношений. Однако в 1958 г. Р. Ф. Соболевской и В. П. Орлову впервые удалось обнаружить остатки трилобитов верхнекембрийского возраста в бассейне среднего течения р. Ленинградской. Здесь к верхнему кембрию относятся темно-серые и черные глинистые сланцы с невыдержанными по простиранию прослоями известняков мощностью не более 0,3 м. Породы заключают рассеянные мелкие зерна и конкреции пирита. В низах разреза были найдены остатки трилобитов родов *Homagnostus* (?), *Acrocephalites*, *Proceratopyge*, *Aagnostus*, *Munagnostus*, *Doryagnostus* (?), *Pseudagnostus* (?), *Hypagnostus*, *Goniagnostus* (?), *Clavagnostus*, *Drepanura* (?), *Coosia* (?), которые, по определениям Н. Н. Лазаренко, характерны для нижних горизонтов верхнего кембрия. Выше по разрезу были обнаружены остатки трилобитов из семейства Olenidae, встречающиеся в средней части разреза верхнего кембрия Северной Америки. Мощность верхнекембрийских отложений достигает 250 м.

Несколько иной разрез верхнекембрийских отложений установлен в более южных районах. Так, на р. Коралловой — правом притоке нижнего течения р. Траутфеттера, он слагается косослоистыми и волнисто-слоистыми известняками и алевролитовыми известняками, заключающими прослой известково-глинистых сланцев в верхней части разреза. Мощность этих карбонатных пород 220—250 м.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Западная и юго-западная окраины

По западной и юго-западной окраинам Сибирской платформы кембрийские отложения пользуются относительно нешироким развитием. По направлению с юга на север они выходят на дневную поверхность вдоль западного борта Канско-Ангарской впадины, где сравнительно узкой полосой окаймляют протерозой и архей южной части Енисейского краевого поднятия и северо-западного окончания Восточно-Саянского поднятия. Они слагают также некоторые локальные складки на широтном отрезке нижнего течения р. Ангары и образуют широкое поле к востоку от Енисейского поднятия. В этом поле они представлены верхним отделом, тогда как породы нижнего отдела сосредоточены в основном уже внутри кряжа и на Чадобецком поднятии. Кроме того, на значительной площади кембрийские отложения развиты по правобережью Енисея между реками Фатьянихой и Нижней Тунгуской. Самыми северными являются небольшие выходы кембрия в пределах Хантайско-Рыбнинского вала и Норильской мульды. На остальной территории кембрий по западной окраине платформы перекрыт более мощными отложениями.

На указанных выше площадях среди пород кембрия выделяются все три отдела, причем палеонтологически охарактеризованными среди них являются преимущественно нижнекембрийские отложения.

Породы среднего кембрия фаунистически доказаны в Канско-Ангарской впадине, а в 1957 г. Е. П. Марковым были выделены и на севере по рекам Сухарихе и Кулюмбе. Верхний кембрий, как и на остальной части платформы, исключая северо-восток (бассейн р. Оленека) и крайний северо-запад, имеет чрезвычайно бедные палеонтологические остатки.

К настоящему времени кембрийские отложения на рассматриваемой площади сравнительно хорошо изучены, что позволило исследователям расчленить их не только по литологическим особенностям, но и сопоставить разрезы с другими районами платформы, а также привязать к общепринятым для кембрия платформы стратиграфическим подразделениям.

Среди пород нижнего отдела выделяются отложения алданского и ленского ярусов; средний кембрий представлен преимущественно своими низами — зоной *Schistocerphalus* амгинского яруса (при трехчленном делении этого отдела), верхний кембрий на ярусы здесь не подразделяется и представлен, вероятно, далеко не полно.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Во всех районах западной окраины Сибирской платформы нижнекембрийские отложения залегают трансгрессивно и с угловым несогласием на подстилающих породах докембрия. Исключением из этого правила является только район Чадобецкого поднятия, на котором, как

это отмечалось ранее (Зайцев, 1954), заметно выраженного углового несогласия не наблюдается.

На юге, по западной и северной окраинам Канско-Ангарской впадины, в основании кембрия залегает терригенная свита серо-красноцветных пород, представленная, по данным ряда исследователей (Обручев, 1932—1933; Хоментовский, 1935, 1938, 1945, 1950; Мордовский, 1953; Зайцев, 1954; Кириченко, 1955; Григорьев и Репина, 1956; Семихатов, 1957), в основании базальными конгломератами, развитыми повсеместно, состоящими из гальки подстилающих метаморфических пород. Выше конгломераты сменяются красно- и сероцветными песчаниками, песчанистыми сланцами и алевролитами с весьма подчиненным количеством карбонатных пород — доломитов и мергелей. Мощность свиты в низовьях рек Усолки и Тасевой, по-видимому, достигает 1500—1700 м.

На широтном течении р. Ангары они прекрасно вскрыты в обнажениях выше Гребенского Быка и выше устья р. Пай. По данным А. А. Предтеченского, производившего здесь исследования в 1938 г., и М. А. Семихатова (1957), терригенная свита подразделяется на пять литологических горизонтов: красно- и сероцветных песчаников, мергелей и алевролитов, сменяющих по вертикали друг друга. Общая мощность их сокращается до 1000 м.

По восточной окраине Енисейского поднятия в бассейне рек Иркинеевой и Чадобца описанным отложениям соответствует так называемая свита жерновых песчаников и точильных камней (Обручев, 1932—1933; Зайцев, 1954). Мощность ее не превышает 200—500 м.

Таким образом, в целом для Канско-Ангарской впадины намечается резкое уменьшение мощностей свиты с запада на восток (Семихатов, 1957).

По возрасту описанная терригенная свита всеми исследователями относится к алданскому ярусу нижнего кембрия. Несколько иное строение имеют синхронные образования в северной и северо-восточной частях Енисейского поднятия, где они в последние годы были изучены О. П. Горяиновой, Г. Ф. Лунгерсгаузен и Е. А. Фальковой, В. Н. Григорьевым (1956), М. А. Семихатовым и др. Эти отложения распространены главным образом в Лебяжинском синклинории к востоку от антиклинория хр. Карпинского.

Строение их лучше всего вскрывается по рекам Тее и Чапе, а также в верховьях р. Вороговки. Здесь в основании кембрия развита так называемая чапинская свита¹, лежащая на различные свиты верхнего и нижнего протерозоя. Чапинская свита распадается на две части. Нижняя состоит из базальных конгломератов и конгломерато-брекчий мощностью до нескольких десятков метров, состоящих из несортированных обломков, валунов и глыб различных докембрийских пород. Их контакт с подстилающими породами виден на р. Чапе в районе устья р. Чивиды. Такого же типа конгломераты известны на р. Большой Черной и в верховьях р. Вороговки, где они лучше всего были изучены И. Г. Николаевым (1925, 1930) и отнесены к так называемым тиллитам, а по данным А. Н. Чуракова (1933), к морским докембрийским тилли-

¹ В разделе «Докембрий Енисейского края» чапинская свита описана под названием чингасанской серии, распадающейся на краснореченскую и суктальминскую свиты. Кембрийский возраст этой серии (чапинская свита) как отмечено выше, спорен. *Прим. ред.*

там. Однако в настоящее время высказываются соображения, что они никакого отношения к ледниковым образованиям не имеют, а представляют собой грубые, по-видимому, пролювиальные накопления, отложившиеся во время формирования нижекембрийских передовых прогибов (Григорьев, 1956).

Выше конгломератов залегают кварцитовидные полимиктовые и аркозовые красно- и серо-зеленоцветные песчаники, чередующиеся с алевролитами и песчаниками различной зернистости, а также подчиненные им пачки песчаных доломитов и известняков. На верхних поверхностях наслоения песчаников видны различные гиероглифические знаки. Верхняя часть чапинской свиты в основном состоит из красноцветных песчаников и алевролитов; лежащих с перерывом на подстилающие их отложения. Мощность чапинской свиты достигает 1000 м.

Рассматривая условия образования чапинской свиты, В. Н. Григорьев (1956) пришел к выводу о том, что она представляет в нижних частях типичный флиш. Он сопоставляет его с флишем пород ушаковской свиты северо-западного Прибайкалья и с песчано-глинистыми породами оселочной свиты из бассейна рек Тагула и Туманшета на северо-восточном склоне Восточного Саяна, которую он также считал нижекембрийской.

В самых северных районах Енисейского поднятия (в бассейне левобережья р. Подкаменной Тунгуски) близкие к описанным по составу и синхроничные им по возрасту породы выделяются исследователями под названием свиты р. Порожихи.

Ленский ярус нижнего кембрия и низы среднего кембрия в Канско-Ангарской впадине и районах северо-восточной окраины Енисейского поднятия слагаются в основном карбонатными породами. В последнем районе к ним отнесена лебяжинская свита, а в Канско-Ангарской впадине известково-доломитовый комплекс, расчленяющийся по литологическим и фаунистическим признакам на три свиты (Зайцев, 1954; Покровская, 1954; Григорьев и Репина, 1956).

На р. Ангаре (от устья р. Чадобца и ниже) и р. Тасеевой снизу вверх выделяются: климинская свита, представленная прослоями светло-серых и темных известняков, иногда водорослевого сложения со светлыми и желтоватыми доломитами, реже с пестрыми мергелями. В верхних частях свиты повсеместно встречаются трилобиты, определенные Н. В. Покровской и Л. Н. Репиной как *Bulaiaspis vologdini* Leg m., *B. taseevicus* Rep., *B. primus* Leg m. Мощность климинской свиты 300—400 м.

Выше климинской свиты залегает агалевская свита, сложенная известняками, доломитами, доломитовыми и известняковыми брекчиями, мергелями, песчаниками и аргиллитами. Последние особенно широко развиты в бассейне р. Тасеевой. Мощность свиты 200—300 м.

В породах свиты содержатся трилобиты *Protolenus* sp., *Namanoia* sp., *Bergeroniaspis Kutorginorum* Leg m., *Jakutus quadriceps* (Rj on s n.) и брахиоподы *Kutorgina* sp.

Обе эти свиты относятся к ленскому ярусу нижнего кембрия.

Вышележащая, зелеевская свита залегает с перерывом на подстилающих породах; она установлена только на р. Ангаре, где состоит из известняков, пятнистых доломитизированных известняков, доломитов, мергелей, а в верхних частях и песчаников, общей мощностью до 170 м.

Уже в самых низах свиты встречаются трилобиты *Proasaphiscus sibiricus* Tchern., *P. clarus* Tchern., *P. limbatus* Rep. (mns.), *Schistocephalus antiquus* Tchern. и др. позволяющие отнести породы свиты к низам среднего кембрия (Зайцев, 1954; Покровская, 1954; Григорьев и Репина, 1956).

Общая мощность всех трех свит достигает 700—900 м.

Лебяжинская свита северо-восточной окраины Енисейского поднятия фаунистически детально не расчленена. В ее составе преобладают серо-желтоватые доломиты, подчиненное значение имеют известняки, битуминозные известняки и прослои терригенных пород. В известняках средней части свиты В. Н. Григорьевым (1956) на р. Тее были найдены трилобиты *Bulaiaspis primus* Legm., характерные для толбочанского горизонта нижнего кембрия. В целом же свита, по-видимому, отвечает в этих районах всем остальным горизонтам ленского яруса нижнего кембрия, выделяемым в других районах платформы, возможно, и низам среднего кембрия, как это отмечалось еще ранее (Зайцев, 1954). Мощность свиты примерно 1000 м.

В низовьях р. Нижней Тунгуски и по р. Сухой Тунгуске отложения нижнего и среднего кембрия впервые были выделены С. В. Обручевым (1932—1933), который отнес к ним мощные толщи цветных доломитов, развитых по Енисею ниже р. Сухой Тунгуски почти вплоть до р. Нижней Тунгуски. Исследования, произведенные здесь в 1939 г. А. А. Предтеченским, а затем Г. И. Кириченко, позволили выделить среди этих отложений ряд свит слабометаморфизованного протерозоя, весьма сходных с протерозоем восточной окраины Енисейского выступа докембрия. Однако А. Г. Вологдин (1936, 1940), Д. К. Зегебарт, Ф. Г. Марков (1945) и др. весь этот докембрий ошибочно отнесли снова к кембрию.

Работы, проводившиеся А. Е. Воронцовым и Г. Г. Моор (1947), Н. С. Зайцевым в 1951 г. на р. Нижней Тунгуске, начиная от ее устья и до р. Летней, В. Н. Григорьевым и В. В. Меннером в 1951—1952 гг., В. И. Драгуновым в 1953—1954 гг. в низовьях рек Сухой и Нижней Тунгусок, с одной стороны, подтвердили наличие здесь протерозоя, а с другой — выяснили в общих чертах стратиграфическую последовательность свит кембрия.

По данным этих исследователей, кембрийские отложения начинаются здесь платоновской свитой, лежащей с перерывом и угловым несогласием на различные свиты протерозоя. В. Н. Григорьев (Григорьев, Репина, 1956) на р. Большой Шорихе наблюдал перекрытие горизонтальнолежащими породами платоновской свиты вертикально поставленных пород протерозоя; на р. Сухой Тунгуске угловое несогласие между ними уменьшается до 1—2°, а на р. Нижней Тунгуске контакт между породами кембрия и протерозоя всюду тектонический.

Платоновская свита, с которой начинается разрез кембрия, сложена сверху в основном светло-серыми и желтоватыми плитчатыми, часто водорослевого сложения доломитами, внизу — доломитами, доломитизированными известняками, мергелями и прослоями глинисто-алевролитовых пород. Окраска нижних горизонтов свиты частично зелено-и красноцветная. Мощность свиты 300—350 м.

Выше залегает костинская свита, в основном состоящая из светлых доломитов с подчиненными прослоями более темных известняков, сосредоточенных главным образом в средней части. Мощность свиты не менее 1000 м.

В прослоях темных известняков, залегающих примерно в 700 м от основания свиты, впервые В. В. Меннером, а затем В. И. Драгуновым были найдены трилобиты, среди которых Н. Е. Чернышева и Л. Н. Репина определили *Bulaiaspis* sp., *Tungusella manica* gen., et sp. nov., указывающие на принадлежность свиты к ленскому ярусу. Платоновская свита, очевидно, соответствует алданскому ярусу нижнего кембрия.

На костинской свите, вероятно, с перерывом залегают покосная свита, нижняя часть которой, представленная красноцветными мергелями и доломитами, отнесена В. Н. Григорьевым к верхнему кембрию, а остальная часть на основании найденной фауны — к ордовику.

Севернее Туруханского выступа отдельные выходы пород кембрия, соответствующего, по-видимому, костинской свите, известны, по данным В. В. Меннера и В. И. Драгунова, на р. Мундуйке (левый приток р. Курейки) и в горах Кулгах-Тох (Норильского плато), где В. С. Домарев к ней относит светлые доломиты с прослоями известняков и мергелей мощностью до 800 м (Григорьев, Репина, 1956).

Наконец, следует упомянуть о находках среднекембрийских трилобитов *Anomacarioides* sp., *Solenopleura zwerewi* Legm. (определения Н. Е. Чернышевой), которые были сделаны Е. П. Марковым в 1956 г. на реках Сухарихе и Кулюмбе.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнекембрийские отложения на юго-западе и западе Сибирской платформы представлены преимущественно красно- и пестроцветными лагунными, лагунно-морскими и морскими, чрезвычайно мелководными образованиями. Они повсеместно отделены от подстилающих пород длительным перерывом и размывом, захватывающим по времени как большую часть среднего кембрия, так, вероятно, и низы верхнего. Этот перерыв, неоднократно отмечавшийся в литературе (сводка по этому вопросу дана в работе В. П. Маслова, 1952 г.), убедительно доказывается не только резкой сменой литологических особенностей пород при переходе от подстилающего карбонатного комплекса «ленских известняков» в вышележащие терригенные красно- и пестроцветные верхнекембрийские отложения, но также и выпадением из стратиграфического разреза на западе платформы почти всего среднего кембрия. Таким образом, верхнекембрийские отложения ложатся на различные горизонты среднего и нижнего кембрия, а в пределах Енисейского поднятия — местами и на докембрий.

Наиболее широко распространены верхнекембрийские отложения по восточной окраине Енисейского кряжа, однако южнее они известны в Канско-Ангарской впадине — в районе оз. Улуколь, в низовьях р. Усолки и по р. Тащеевой; на р. Ангаре к востоку от р. Иркинеевой с известными перерывами они прослеживаются вверх до устья р. Кова. В пределах Енисейского кряжа эти отложения закартированы на северо-восточном и юго-западном склонах, а на севере платформы — в районе Туруханского блока и Хантайско-Рыбнинского вала.

На всей этой территории они выделяются в составе следующих, по-видимому, синхронных свит: верхоленской, эвенкийской и нижней части покосной. Что касается глубокинской свиты, известной по правобережью Енисея в бассейне рек Большого Пита и Черной; то принадлежность ее к верхнему кембрию не вполне доказана.

На юго-западе Сибирской платформы, в низовьях р. Ангары, верхний кембрий сложен преимущественно красноцветными песчаниками,

занимающими верхнюю часть разреза, тогда как в нижней преобладают слюдястые и песчаные глины, местами в основании загипсованные (Обручев, 1932; Хоментовский, 1938; Зайцев, 1954 и др.). Им подчинены тонкие прослои мергелей и песчаных известняков. Гораздо реже встречаются более или менее массивные пласты водорослевых известняков и доломитов. Мощность верхнего кембрия на р. Ангаре примерно равна 200 м.

На реках Тасеевой и Усолке одновозрастные отложения представлены примерно тем же набором пород. Только в низах верхоленской свиты среди неравномернозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников здесь появляются прослои конгломератов с галькой кварцитов, песчаников и подстилающих известняков. В гальке последних, по данным Г. И. Кириченко, были найдены трилобиты *Bulaiaspis*, указывающие на размыв пород ленского яруса нижнего кембрия. Одновременно с некоторым изменением состава по западной окраине Канско-Ангарской впадины резко возрастает мощность пород верхоленской свиты и доходит, по данным бурения, до 1000 м и более. Следует отметить, что это единственный район на территории Сибирской платформы, где верхнекембрийские отложения достигают столь больших мощностей.

По восточной окраине Енисейского кряжа, в нижнем и среднем течении р. Подкаменной Тунгуски, к верхнему кембрию относится так называемая эвенкийская свита мощностью до 300 м, сложенная в основном глинисто-песчаниковыми красноцветными породами, которым подчинены прослои мощностью иногда до 10 м желтовато-серых доломитов, загипсованные глины и гипсы и различно окрашенные мергели (Обручев, 1932—1933; Кириченко, 1950; Зайцев, 1954 и др.). Для всех пород чрезвычайно характерно наличие знаков мелководья — в виде волноприбойной ряби, трещин усыхания, косой слоистости, глинисто-песчаных псевдоморфозов по кубикам каменной соли, частых следов размыва и т. д.

В 1951 г. на р. Подкаменной Тунгуске в районе Малолебяжинской антиклинали М. А. Цахновским были найдены остатки трилобитов, принадлежащие, по определению Н. В. Покровской, к представителям верхнекембрийского рода *Crepicephalus* (?) sp. Такая же фауна была затем найдена среди пород эвенкийской свиты на р. Вельмо (Зайцев, 1954; Григорьев, Репина, 1956).

С приближением к Енисейскому кряжу, т. е. с востока на запад, мощность эвенкийской свиты, по данным О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой, увеличивается до 400—500 м. В том же направлении в самых низах свиты несколько увеличивается и грубость материала.

По западной окраине Енисейского поднятия (в бассейне р. Большого Пита) в виде узкой длинной полосы северо-западного простираения прослеживаются отложения, которые некоторыми исследователями относятся к верхнему кембрию (глубокинская свита). Они сложены в основном карбонатными породами — известняками и доломитами сверху и терригенными породами с покровами эффузивов внизу. Общая мощность пород, по данным Г. И. Кириченко, достигает 600 м. На протерозое они залегают с размывом. Принадлежность их к верхнему кембрию не доказана. Вполне возможно, что они относятся к нижнему кембрию. На это указывает наличие среди них эффузивов, а среди карбонатных пород большого количества водорослей, относящихся к колониальным.

На севере, в районе Туруханских блоковых поднятий, как отмечалось выше, к верхнему кембрию следует относить нижнюю часть покосной свиты, сложенной красноцветными мергелями и доломитами мощностью до 100 м (Григорьев, 1956). Она залегает с разрывом на подстилающих известняках и доломитах костинской свиты среднего (?) и нижнего кембрия и связана постепенными переходами с вышележащими частями той же покосной свиты, относящейся по фауне к ордовику.

Отложения, близкие по составу к верхнекембрийским породам нижней части покосной свиты Туруханского поднятия, обнажаются в ядрах некоторых локальных структур в пределах Хантайско-Рыбнинского вала. В 1957 г. Л. Ф. Штейн в выходах кембрийских пород на реках Рыбной и Горбичине нашла трилобитов *Gliptagnostus* sp., *Pseudagnostus* sp. (определения Н. Е. Чернышевой), позволяющих отнести их к нижней половине верхнего кембрия.

По возрасту описанные выше верхоленская, эвенкийская и покосная (нижняя часть) свиты в настоящее время большинством исследователей относятся к верхнему кембрию на основании их взаимоотношения с покрывающими и подстилающими породами и находок в них трилобитов верхнекембрийского рода *Crepicephalus* (Зайцев, 1954). В последнее время достаточно точно выяснено, что верхнекембрийские отложения и подстилающие их породы на западе платформы разделены длительным перерывом (в основном средний кембрий и, возможно, часть верхнего). Это предположение доказывается тем, что в районах более полного развития верхнего кембрия — на северо-востоке платформы (в Оленекском районе и на южном склоне Анабарского массива), по данным Н. В. Пюкровской, под породами мархинской или синхроничной ей аргасалинской свиты, относящейся к верхнему кембрию (аналоги верхоленской свиты), залегают охарактеризованные трилобитами карбонатные породы суханской свиты. Они представляют собой наиболее низкие части разреза верхнего кембрия, которые на западе платформы, по-видимому, полностью отсутствуют.

Поэтому высказанное недавно В. С. Воропиновым предположение о том, что «низы верхоленской свиты являются не верхне-, а среднекембрийскими», лишены убедительных доказательств.

С породами ордовика верхнекембрийские отложения всюду связаны тесными взаимопереходами.

Подводя итоги краткому обзору стратиграфии кембрия по западной окраине Сибирской платформы, можно подчеркнуть следующее.

1. Весь разрез кембрийских отложений здесь в общих чертах подразделяется на три крупных комплекса: 1) нижний терригенный красно-сероцветный с подчиненным значением карбонатных пород; 2) средний — карбонатный и 3) верхний терригенный, пестроцветный, также с наличием некоторого количества карбонатных пород.

2. Нижний терригенный комплекс по возрасту отвечает алданскому ярусу нижнего кембрия. Большая часть карбонатного комплекса соответствует ленскому ярусу нижнего кембрия. Только в районах Канско-Ангарской впадины, по-видимому, на севере, доказано, что верхняя часть этого комплекса мощностью не более 200 м относится к низам среднего кембрия. Последний, возможно, присутствует и в других районах западной окраины платформы, но палеонтологически пока не доказан. Верхний терригенный комплекс по всем данным соответствует какой-то части верхнего кембрия.

3. По западной окраине платформы, во внутренних (погруженных) частях Канско-Ангарской впадины, по северо-восточной окраине Енисейского поднятия, а возможно, и севернее, в верхах отложений нижнего комплекса и в низах среднего, кроме описанных пород, развиты, вероятно, соленосные отложения. На это указывают выходы многочисленных соляных источников в ядрах ряда антиклинальных структур, сложенных породами ленского яруса (в устье р. Чадобца, на реках Усолке и Тасеевой, по левому берегу р. Ангары и др.). Соляные источники имеются также на р. Подкаменной Тунгуске и севернее.

Появление соленосных отложений связано с фациальным замещением части разреза нижнекембрийских терригенно-карбонатных пород соленосными при переходе от окраин платформы к ее внутренним частям. Насколько широко будут распространены внутри последней соленосные отложения, предсказать трудно, так как какие-либо данные по этому поводу, в том числе глубокое бурение, здесь полностью отсутствуют.

АНАБАРСКАЯ АНТЕКЛИЗА

На крыльях Анабарской антеклизы кембрийские отложения лежат местами трансгрессивно на разных горизонтах синийского комплекса. Так, например, на северном крыле антеклизы, несколько западнее Попигайской котловиты, они располагаются на размытой поверхности песчаников мукунской свиты, в бассейне р. Котуйкана — на размытой поверхности пород билляхской свиты. На восточном и южном склонах Анабарского поднятия несогласия не было отмечено, и кембрийские отложения залегают, по-видимому, согласно на породах синийского комплекса.

На рассматриваемой территории имеются отложения всех трех отделов. В области восточного и южного крыльев Анабарской антеклизы отложения нижнего и среднего кембрия могут быть расчленены до ярусов, тогда как на расположенных в пределах Красноярского края западном и северном ее крыльях из-за недостаточности палеонтологических данных выделяются отложения в границах отдела и лишь на отдельных участках удается выделить алданский и ленский ярусы нижнего кембрия.

Разрезы кембрийских отложений изучены в последние годы на южном крыле Анабарской антеклизы Ф. И. Ивановым и К. С. Забурдиным, на юго-западном В. Е. Савицким и А. А. Гроздиловым, на западном В. Г. Савицким, Р. Ф. Соболевской и К. С. Забурдиным и на северном Л. П. Смирновым, Е. И. Подкопаевым, А. Н. Наумовым и К. С. Забурдиным. По этим новым данным и приводится ниже описание кембрийских отложений Анабарской антеклизы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему отделу кембрийской системы относятся усть-котуйканская и лишь частично кындынская свиты. Последняя описана ниже в составе среднего отдела. Наиболее полный разрез усть-котуйканской свиты известен на западном крыле Анабарской антеклизы, в бассейне среднего течения р. Котуя, где эта свита содержит фауну алданского и ленского ярусов.

Отложения алданского яруса здесь трансгрессивно залегают на различных горизонтах билляхской свиты синийского комплекса.

В самой нижней части этих отложений выделяется котуйский горизонт, мощность которого для данного района колеблется от 10 до 14 м. В основании котуйского горизонта залегает слой доломитовой брекчии (0,7—1,5 м). Выше следуют вишнево-красные и вишнево-коричневые доломиты, известняки, глинистые известняки и мергели.

Среди вишнево-коричневых известняков в большом количестве были собраны археоциаты, среди которых определены *Ajacyathus robustus* (Vologd.), *A. anabarensis* (Vologd.), *A. aff. tomicus* (Vologd.), *A. moori* (Vologd.), *Archaeolynthus polaris* (Vologd.), *A. solidimurus* (Vologd.), *Coscinyathus rojkovi* (Vologd.), *C. cf. retetabulae* (Vologd.), *Discocyathus discoformis* (Vologd.), *Nochorocyathus* sp., *Cryptoporocyathus* sp.

Выше залегает кугдинский горизонт мощностью 70—90 м пестроцветных известняков, глинистых известняков и мергелей с небольшими прослоями доломитов. Органическими остатками кугдинский горизонт небогат. Здесь были найдены единичные обломки археоциат *Archaeolynthus* sp., брахиоподы из рода *Lingulella* и гастроподы *Oelandiella korobkovi*, *Aldanella spiralis*, *Anabarella plana*, *Pelagiella* sp.

Разрез отложений алданского яруса венчается пачкой пестроцветных известняков, глинистых известняков, реже мергелей. Мощность этой пачки 130—140 м. Здесь собраны трилобиты, характерные для алданского яруса, а именно: *Hebediscus* aff. *attleborensis* (Foerste et Shaler), *H. sp.*, *Pagetiellus tolli* Lerm., *P. lenaicus* (Toll), *Judomia* sp., *Paramicmacca* (?) sp., а также брахиоподы из рода *Nisussia*. Общая мощность отложений алданского яруса 210—244 м.

К ленскому ярусу относится пачка (мощностью 60—100 м) коричневых слабобитуминозных известняков и светлоокрашенных доломитов, среди которых были собраны в изобилии трилобиты. Здесь определены *Bergeroniellus asiaticus* Lerm., *B. micmaciformis* Suv., *B. spinosus* Lerm., *B. suboranta* Suv., *Bonia* sp., *Hebediscus attleborensis*, *Paramicmacca* aff. *petropavlovskii* Suv., *P. sibirica* Lerm., *Pagetiellus lenaicus* Lerm., *Pagetina primaeva* Lerm., *Protolenus* sp., *Granularia* sp.

На юго-западном крыле Анабарской антеклизы в бассейне верхнего течения р. Котуя, в основании усть-котуйканской свиты также обособляется котуйский горизонт, сложенный вишнево-красными, частью желтыми известняками и пестроокрашенными глинистыми известняками, среди которых неравномерно рассеяны остатки археоциат и гиолитов. В некоторых местах встречаются крупные археоциатовые биогермы.

Отсюда были определены археоциаты *Archaeolynthus polaris* (Vologd.), *A. solidimurus* (Vologd.), *Ajacyathus anabarensis* (Vologd.), *A. moori* (Vologd.), *A. robustus* (Vologd.), *A. leinumurus* (Vologd.), *A. tkatschenkoi* (Vologd.), *Coscinyathus rojkovi* (Vologd.), *C. retetabulae* (Vologd.), водоросли *Renalcis jacuticus* Corde, губки *Chancelloria grosdilovi* Zhur и др.

Разрез усть-котуйканской свиты здесь венчает пачка (мощностью 10 м) темно-розовых, желтовато-серых и оранжевых известняков, чередующихся с окремненными и доломитистыми известняками. Среди слагающих ее пород были найдены редкие остатки гиолитов, губок *Chancelloria grosdilovi* Zhur., брахиопод *Paterina* cf. *labradorica* (Billings).

В области южного крыла Анабарской антеклизы, по рекам Мойеро и Арга-Сала, к алданскому ярусу нижнего кембрия относятся пестро-

цветные и глинистые известняки общей мощностью 60 м. Возраст этих отложений устанавливается на основе сопоставления с аналогичными по составу и фаунистически охарактеризованными отложениями котуйского горизонта в низовьях р. Мойеро и среднем течении р. Котуя.

На северном склоне Анабарской антеклизы, в бассейне рек Попигая и Эрички, усть-котуйканская свита общей мощностью 320 м разделяется на две пачки. Нижняя пачка мощностью до 170 м сложена вишнево-красными и зелеными известняками и глинистыми известняками. Среди собранных здесь немногочисленных органических остатков определены трилобиты *Pagetiellus tolli* Lerm., *Triangulaspis* sp., гиолиты *Hyolithes* sp., водоросли *Osagia* sp.

Верхняя пачка мощностью до 150 м фациально неоднородна. На северо-востоке в ее составе преобладают светло-серые и желтоватые доломиты и доломитизированные известняки, перемежающиеся с зеленоватыми и коричневыми известняками. К югу эти породы замещаются пестрыми глинистыми известняками. Среди собранной здесь фауны определены трилобиты *Bergeroniellus asiaticus* Lerm., *B. micmaciformis* Suv., *Cobboldia* sp. Lerm., *Granularia* sp., *Lermontovia* sp., *Paramitmacca siberica* Lerm., *Pagetina primaeva* Lerm., *Pagetiellus lenaicus* (Toll), *Triangulaspis miglitzkii* (Toll), *Nisusia* sp., *Matutella* sp.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

На западном крыле Анабарской антеклизы среднекембрийские отложения представлены мощной (до 1200 м) толщей доломитизированных светлоокрашенных, преимущественно желтых доломитов и известняков, выделяемых под названием кындынской свиты. По литологическим особенностям эта свита разделяется на четыре пачки.

Нижняя пачка представлена желтыми и белыми доломитами и доломитистыми известняками с редкими прослоями коричневых и оолитовых известняков мощностью около 100 м. В прослоях известняков обнаружены были остатки трилобитов, среди которых определены *Anomocaride* gen. et sp. indet., *Anomocare* sp., *Aoja* cf. *punctatus* End. et Rasser, *Corynexochus* sp., *Kounamkites* sp., *Kootenia* sp., *Kooteniella* sp., *Olenoides dubius* Lerm., *Peronopsis* ex gr. *fallax* Linnars., *Pseudanomocarina* sp., а также брахиоподы *Nisusia* sp. Состав фауны указывает на принадлежность включающих ее пород к амгинскому ярусу среднего кембрия.

Вторая пачка (мощностью 420 м) представлена массивными и толстоплитчатыми доломитами и доломитизированными известняками желтого, белого, оранжевого и светло-коричневого цвета. В средней части найдены обильные остатки трилобитов *Anomocaridae*, *Corynexochus perforatus*, *Paradoxides* sp., *Peronopsis* sp., которые позволяют отнести содержащие их отложения к нижним горизонтам майского яруса.

Третья пачка сложена массивными светлоокрашенными доломитами с прослоями и линзами темно-серых и темно-коричневых доломитов и доломитизированных известняков мощностью 250—260 м и палеонтологически неохарактеризована.

Также фаунистически неохарактеризована верхняя (четвертая) пачка кындынской свиты, представленная серыми и желтыми плитчатыми доломитами и доломитистыми известняками мощностью около 320 м. Отнесение этой части кындынской свиты к верхней части среднего кембрия (верхние горизонты майского яруса) основывается на со-

поставлении с разрезом юго-западного склона Анабарской антеклизы.

На юго-западном крыле Анабарской антеклизы кындынская свита широко распространена и представлена однообразными светлоокрашенными (белыми, желтыми) доломитами, доломитизированными известняками и известняками. Общая мощность кындынской свиты колеблется от 690 до 720 м. Фаунистически охарактеризована только самая верхняя часть свиты; в венчающей ее разрез 40-метровой пачке разнообразноокрашенных (белых, оранжевых, коричневых, желтых) известняков и доломитизированных известняков были найдены многочисленные остатки трилобитов, среди которых определены *Acidaspides* sp., *Anomocare* (?) sp., *Belovia* sp., *Cephalocoelia* sp., *Koldiniella* sp., *Koldinia minor* Kob., *K. microphthalma* Kob., *Lorenzella* (?) sp., *Richardsonella* sp., *Surahia* sp.

В соответствии с этими данными возраст венчающей кындынскую свиту пачки определяется как нижняя часть майского яруса среднего кембрия. В целом, учитывая согласное, без признаков перерыва в осадконакоплении, залегание кындынской свиты на отложениях алданского яруса нижнего кембрия, следует считать, что период ее формирования охватывает весьма продолжительный отрезок времени — от алданского века нижнего кембрия до середины майского века среднего кембрия.

К среднему отделу кембрийской системы (анабарский подъярус майского яруса) целиком относится нижняя подсвита эйринской свиты. Последняя, будучи представлена зеленоцветными карбонатными породами, объединяет в своем составе рассматриваемые здесь отложения верхней половины среднего кембрия и вышележащую толщу отложений верхнего кембрия.

В составе нижней подсвиты эйринской свиты преобладают голубовато-серые и коричневые известняки. Подчиненное значение имеют глинистые известняки, глинистые сланцы и мергели. В основании залегает пласт (1,1 м) крупнообломочной известняково-конгломератовой брекчи. Разрез венчается пачкой ритмичноперемежающихся известняков, глинистых известняков и мергелей мощностью 115 м.

Общая мощность нижней подсвиты эйринской свиты 186—190 м.

Возраст ее (анабарский подъярус майского яруса среднего кембрия) определяется многочисленными сборами фауны, среди которой были определены трилобиты *Acidaspides* sp., *Aldanaspis* (?) *tuberosus* Park (in coll.), *Acrocephalithes* sp., *Agnostus* sp., *Baltagnostus* sp., *Belovia* sp. indet., *Clavagnostus sulcatus* West., *Cephalocoelia* (?) sp., *Koldinia* sp., *Koldiniella* sp., «*Lorenzella*» sp., *Maiaspis* sp., *Peronopsis* cf. *fallax* (Linnars.), *Phalacroma* sp., *Richardsonella* sp., *Surahia* sp., *Schoriella* sp.; граптолиты *Dithecodendrum sibiricum*, а также брахиоподы *Schizambon* (?) sp., *Lingulella* sp., *Acrothele* (*Redlichella*) sp.

На южном крыле антеклизы кындынскую свиту представляют светлоокрашенные доломиты и доломитизированные известняки, мощность которых колеблется в пределах от 200 до 600 м. Фауна здесь отсутствует.

На северном крыле антеклизы средний кембрий представлен кындынской свитой, лежащей согласно на нижнекембрийских породах мощностью 800 м. Среди слагающих свиту пород преобладают светлоокрашенные (серые, желтые, коричневатые) доломиты и доломитистые известняки с прослоями глинистых известняков. Фауна найдена только в самой нижней части свиты, в пачке коричневатых доломитистых из-

известняков. Среди собранных здесь органических остатков были определены трилобиты *Kootenia* sp., *Kooteniella* (?) sp., *Peronopsis* ex gr. *jalax*, *Pseudanomocarina* sp., *Solenopleura* sp. и брахиоподы *Nisusia* sp., *Acrotreta* sp. В остальной части среднекембрийский возраст кындынской свиты устанавливается на основании ее сопоставления с аналогичными отложениями южных районов.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

На западном крыле Анабарской антеклизы к верхнему кембрию условно относятся залегающие выше кындынской свиты серые и зеленые, отчасти пестроцветные доломиты и мергели, общей мощностью 100—135 м. Палеонтологическая характеристика ограничивается находкой граптолита *Dendrograptus* sp., распространенного в стратиграфическом диапазоне от верхнего кембрия до силура.

На юго-западном крыле антеклизы к верхнему кембрию относится верхняя подсвита эйринской свиты. Слагающие эту подсвиту породы очень близки по своим литологическим особенностям к нижележащим среднекембрийским отложениям, входящим в состав нижней подсвиты. Здесь также преобладают серые, коричневые и зеленые известняки, пласты которых чередуются с пластами глинистых известняков, мергелей и известковистых сланцев. В лежащей в основании разреза 100-метровой пачке отмечается присутствие линз конгломератов.

Общая мощность отложений верхнего кембрия 288 м.

Верхнекембрийские отложения выделяются благодаря присутствию в них весьма богатой и разнообразной фауны, а нижняя их граница проводится, исходя из появления в составе фауны агностид, принадлежащих к родам *Baltagnostus* и *Homagnostus*.

Среди собранной здесь фауны были определены трилобиты *Agnostus pisiiformis*, *Agnostus neglectus* West., *Acrocephalites* sp., *A.* ex gr. *stenometopus* (Ang.), *Blountia* sp., *Coosia* sp., *Crepicephalus* sp., *Conocephalina* sp., *Clavagnostus* sp., *C. sulcatus* West., *C.* ex gr. *sulcifer* (Wallerius), *Koptura* sp., *Koldinia* sp., *Koldiniella* sp., *Kotujaspis* sp., *Munagnostus* sp., *Malodiodella* (?) sp., *Homagnostus* sp., *Hypagnostus* aff. *sulcifer*, *H.* ex gr. *exculptus*, *H.* sp., *Hemirhodon* sp., *Olenus* sp., *Oidalgagnostus trispinifer*, *Onchonotellus* sp., *Pseudagnostus* sp., *Proagnostus* sp., *Textina* sp., *Schoriella* sp., *Siligirites* sp.; граптолиты *Siberiograptus kotujensis* Obut., *S.* sp., *Aellograptus* sp., *Mastigograptus* aff. *macrotheca*; брахиоподы *Lingulella* sp., *Acrotreta* sp., *Acrothele* (*Redlichella*) sp. indet., *Iphidella* ex gr. *pannula*.

По составу фауны эти отложения определяются как кембрийские и могут быть сопоставлены с отложениями дресбачского яруса Северной Америки.

На южном крыле антеклизы верхний отдел кембрийской системы разделяется на хастырскую и салинскую свиты и пестроцветный горизонт.

Хастырская свита сложена массивными, реже плитчатыми, иногда битуминозными доломитами с прослоями доломитизированных известняков и известняков. Мощность 60 м. В верхней части разреза найдены остатки трилобитов, среди которых определены *Solenoparia* (?) sp., *Koldinia* cf. *microphthalma* Kob., *Acidaspidetes certus* sp. nov., *Bolaspidina insignis* Lerm. (in coll.), *Crepicephalus* cf. *borealis* Lerm., *Pletthopelti calvus* sp., *Brassicicephalus jakuticus* sp. nov. Среди собранных здесь брахиопод определены *Billingsella* sp., *Acrotreta* sp., *Obolus* sp.

Салинская свита мощностью от 90 до 130 м сложена серыми массивными и плитчатыми известняками, чередующимися с горизонтами органогенных глинистых и оолитовых известняков, известковистых сланцев и песчаников. Обильная фауна трилобитов неоднородна по своему составу. В нижней половине свиты среди собранной здесь обильной фауны определены трилобиты *Plethopeltis calvus* sp. nov., *Acidaspidès certus* sp. nov., *Coldinia microphalma* Kob., *Koldinia* sp., *Crepicephalus* (?) sp., *Plethometopus* sp., *Kormagnostus* aff. *splendens* Loch., *Acheilus* (?) *convexus* sp. nov., *Coosella* sp., *Brassicicephalus* sp., *Bolaspidina* sp.; брахиоподы *Billingsella* cf. *coloradoensis* Walc., *Billingsella* sp., *Obolus* sp.; гастроподы *Palaetmae* sp.

В верхней части свиты собраны трилобиты *Acidaspidès certus* sp. nov., *Brassicicephalus jacuticus* sp. nov., *B. planus* sp. nov.; *Mangdaspis anabarensis* Laz., (in coll.), *Conokephalina* sp., *Metisapsis (Pesaia) elegans* sp. nov., *Dikelocephalidae* gen. et sp. indet., *Coldinia* cf. *microphalma* Kob., *Bolaspidina* sp.

Пестроцветный горизонт мощностью 60 м сложен перемежающимися слоями пестроцветных известняков, доломитов, мергелей и конгломератов. На р. Мойеро встречены линзы гипса. В нижних слоях обнаружены редкие остатки трилобитов *Balltagnostus* sp., *Koldinia* sp. и брахиопод *Billingsella* cf. *coloradiensis* Walc., *Billingsella* sp., *Obolus* sp.

Вышележащие аналогичные по литологическим особенностям отложения относятся по фауне к усть-кутскому ярусу нижнего ордовика.

ВОСТОЧНЫЙ САЯН

В Восточном Саяне отложения кембрийской системы распространены широко. По составу они разнообразны и среди них устанавливаются два характерных типа накоплений: близкий к эпиконтинентальным отложениям кембрия Сибирской платформы и геосинклинальный тип. Первый тип накоплений сосредоточен в бассейне среднего течения р. Маны и имеет довольно ограниченное распространение, второй развит на обширной территории в юго-западной части Восточного Саяна — в Беллыкском белогорье и в бассейнах рек Сисима, Идры, Шуши, Кизира и Казыра.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кембрийские отложения в Восточном Саяне впервые были установлены И. А. Молчановым (1932) в среднем течении р. Маны. В мергелистых известняках у пос. Выезжий Лог им были найдены остатки трилобитов. В. М. Чаиркин более детально изучил эти отложения, выделив колбинскую свиту нижнего кембрия и проследив ее распространение на площади. В. В. Хоментовский, М. А. Семихатов и Л. Н. Репина произвели послойные сборы окаменелостей в колбинской свите. Определения Л. Н. Репиной позволили провести сопоставления этих отложений с кембрийскими отложениями Сибирской платформы и выделить ярусы. С 1949 по 1956 г. изучением кембрийских отложений р. Маны занимался К. В. Радугин, уточнивший стратиграфию кембрия бассейна среднего течения р. Маны. И. П. Жуйко, Л. В. Яконюк и Ф. М. Чернов предложили именовать колбинскую свиту серией, так как в пределах большой площади ими был закартирован ряд литологически и палеонтологически характерных свит, входящих в состав колбинской серии.

В настоящее время известно, что в разрезах кембрия бассейна рек Туманшета и Маны выделяются существенно терригенные отложения карагасской, оселочной, койской и анастасьинской свит и преимущественно карбонатная колбинская серия. На р. Мане, в районе Выезжего Лога колбинская серия включает свиты унгутскую, крольскую; свиту Выезжего Лога, нижнесинерскую и верхнесинерскую, а в среднем течении р. Маны — унгутскую, усть-лейбинскую, пестроцветную и верхнюю карбонатную. Особое положение в разрезе занимают рифогенные известняки торгашинской и близкой к ней бирюсинской свит.

В бассейне рек Туманшета, Тагула и Бирюсы на архейских гранитах или на хлоритовых сланцах нижнего протерозоя залегают терригенные отложения, которые были впервые описаны А. С. Хоментовским (1931 г.), Г. И. Кириченко (1949 г.) и детально изучены В. Т. Мордовским (1956). Эти отложения представлены свитами: карагасской и оселочной¹.

Карагасская свита содержит в основании конгломераты с галькой гранитов, гнейсов и хлоритовых сланцев; выше конгломератов лежат серые и белые кварциты, местами красноватые, перекрываемые белыми и розовыми доломитами с водорослевой структурой; еще выше снова залегают кварциты и кварцитовидные песчаники. Мощность свиты 700 м.

Оселочная свита представлена серо-лиловыми и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами малиново-красного и зелено-серого цвета. Мощность свиты 800—1500 м. Эти отложения перекрыты породами лужского яруса нижнего кембрия — красноцветными конгломератами и песчаниками (150 м), а также доломитизированными известняками (500—1000 м), в которых на р. Тагуле найдены остатки *Hyalolithes* sp.

Отложения аналогичного состава распространены в бассейне среднего течения р. Маны, где они известны под названием койской свиты (Чаиркин, 1947 г.). Эта свита протягивается от д. Новомихайловки на юго-восток к деревням Нарве и Кой на р. Мане и далее вверх по р. Мии, а затем прослеживается вдоль северного склона Манского белого горья.

Койская свита здесь представлена розовато-серыми кварцитами и окварцованными конгломератами с рассеянной галькой жильного кварца и гранита, залегающими на хлорито-глинистых сланцах протерозоя. Выше залегают грубозернистые песчаники вишнево-красного цвета с прослоями розовато-серых песчаников. Мощность песчаников и конгломератов 300—400 м. Стратиграфически выше грубозернистые песчаники переходят в мелкозернистые полимиктовые песчаники зеленовато-серого и лилово-серого цвета, сильно слюdistые на плоскостях наслонения; мощность их 200 м. Еще выше залегают разнозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники коричневатого-красного цвета, содержащие рассеянную, хорошо окатанную гальку кварца, гранитов и зелено-серых кварцитов; имеются невыдержанные по мощности и простирающие слои конгломератов, состоящих из гальки тех же пород и известняков. Мощность этой пачки 400 м.

Вверх по разрезу эти породы постепенно переходят в зеленовато-серые полимиктовые известковистые песчаники мелко- и крупнозерни-

¹ Выше уже указывалось, что кембрийский возраст карагасской и оселочной свит не бесспорен и что высказываются соображения о возможной принадлежности этих свит к синийскому комплексу. *Прим. ред.*

стые, мощностью до 500 м. В районе д. Кой на р. Мане в этих песчаниках отмечается большое количество волноприбойных знаков, трещин усыхания и других структур, характерных для пород флиша.

Общая мощность койской свиты определяется в 2500—3800 м.

Юго-западнее и почти параллельно описанной полосе выходов койской свиты располагается другая полоса, слагающая юго-западное крыло сложной Манской синклинали. Она обнажается на южных склонах Кутурчинского белогорья, перерезается реками Арзыбаем и Кро-

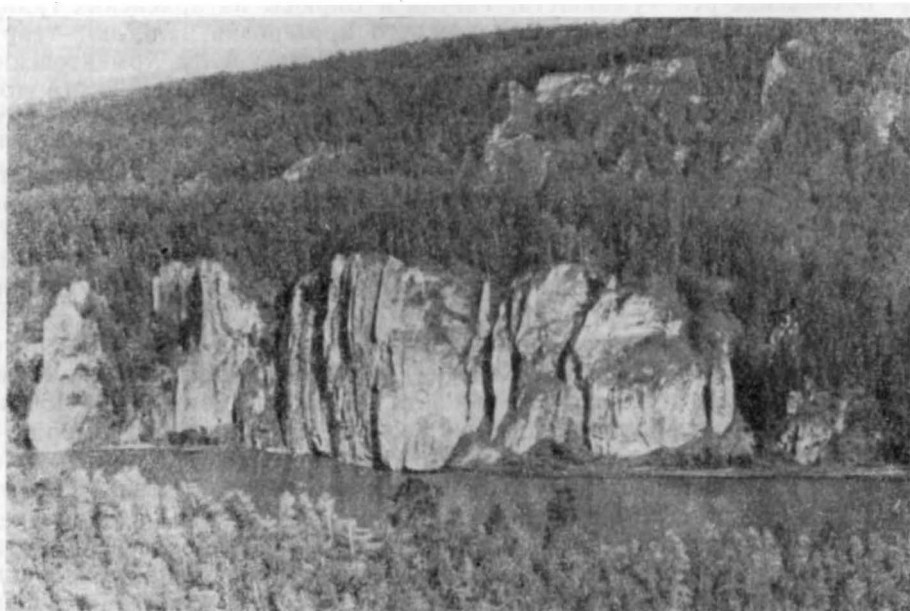


Рис. 20. Выходы известняков анастасьинской свиты в среднем течении р. Маны.
Фото И. П. Жуйко

лом и без изменения мощности и состава прослеживается вдоль северного склона Манского белогорья до р. Кувая. По данным В. М. Чаиркина (1947 г.), В. В. Хоментовского и др. (1955 г.), койская свита здесь сложена преимущественно красноцветными конгломератами и песчаниками, несогласно залегающими на метаморфических породах протерозоя и содержащими гальки и обломки этих метаморфических пород и гранитов. Мощность койской свиты на р. Арзыбае В. М. Чаиркин определяет в 4000 м.

Далее на северо-запад от р. Кувая койская свита изменяется по составу и мощности и известна под названием анастасьинской свиты (Радугин, 1949 г.; Хоментовский и Семихатов, 1955 г.).

Анастасьинская свита от среднего течения р. Кувая на северо-запад и севернее р. Маны перекрывается фаунистически охарактеризованными кембрийскими отложениями (рис. 20). Отдельные выходы этих пород имеются на р. Базаихе ниже д. Ерлыковки и у г. Красноярска. В основании свиты залегают несогласно на породах протерозоя крупногалечные конгломераты, состоящие из галек протерозой-

ских эффузивов, известняков и кремнистых сланцев, гранитов и лилового цвета эффузивов. Мощность конгломератов непостоянна (10—50 м), местами они отсутствуют. Выше залегают оливково-зеленые и зеленовато-серые граувакки — полимиктовые песчаники с прослоями гравелитов. Породы состоят из кварца и полевых шпатов, причем в них отмечается большое количество обломков зеленокаменных эффузивов; цемент глинисто-карбонатный, эпидотизированный и хлоритизированный. Мощность пачки не менее 300 м. Выше эти грубообломочные породы сменяются толщей переслаивающихся между собой граувакковых песчаников, серых глинистых сланцев и темно-серых «вонючих» известняков. Мощность их около 1000 м. Верхняя часть свиты состоит из темно-серых доломитов и песчаных известняков с тонкими прожилками белого кальцита и прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев и полимиктовых песчаников — граувакк. Мощность этой толщи 1000 м.

Общая мощность анastasьинской свиты 2000—2500 м.

В районе д. Анастасьино Л. Н. Репина (1956) в известняках этой свиты обнаружила остатки птеропод и брахиопод (*Lingula* sp.), на наличие которых ранее указывал также К. В. Радугин (1954). Эти находки позволяют относить свиту к кембрию, возможно к алданскому ярусу.

Терригенные кембрийские отложения распространены также на северо-восточном склоне Идарского белогорья, включая параллельно расположенный Передовой хребет. Здесь они представлены толщей конгломератов, песчаников и метаморфизованных хлоритово-глинистых сланцев, описанных Крюковым (1956 г.).

Выше было отмечено, что в разрезе кембрия бассейна р. Маны выделяются колбинская серия и торгашинская свита преимущественно карбонатного состава.

Колбинская серия изменчива как по литологии и мощности слагающих ее пластов, так и по распределению в ней окаменелостей. Лучше всего изучен разрез серии по р. Мане у д. Выезжий Лог (Репина, Семихатов и Хоментовский, 1956), где установлены (снизу вверх) свиты: унгутская, крольская, свита Выезжего Лога и синерская (с под-свитами нижней и верхней).

Унгутская свита (рис. 21) начинается пачкой песчаных доломитов, зелено-серых песчаных сланцев с прослоями мергелей и тонкозернистых известковистых песчаников с обильной слюдой на поверхностях наложения. Эта пачка без видимого несогласия залегают на песчаных породах докембрия, принадлежащих верхней части койской свиты (ангульской, по В. В. Хоментовскому и М. А. Семихатову). Вверху залегают массивные и плитчатые темно-серые известняки и доломиты с прослоями песчаных сланцев и кварцитовидных песчаников красного цвета. Мощность около 400—500 м.

Крольская свита представлена пестроцветными мергелями, массивными и плитчатыми известняками серого цвета. В ней найдены остатки трилобитов, среди которых, по данным Л. Н. Репиной¹, имеются *Judaella*. Мощность свиты 500 м. Она является аналогом синского горизонта ленского яруса Сибирской платформы.

Свита Выезжего Лога сложена желтовато-серыми, лиловатыми и красновато-серыми мергелями и плитчатыми доломитами с трилобитами

¹ Все нижеприведенные определения трилобитов произведены Л. Н. Репиной.

зоны *Bulaiaspis* и новыми оригинальными формами; совместно с остатками трилобитов обнаружены определенные И. Т. Журавлевой остатки архециат *Loculocyathus tolli* Vologd., *Ajacicyathus* sp. и др., а также водоросли типа *Collenia*.

Мощность свиты 750 м. Эта свита представляет собой аналог толбочанского горизонта ленского яруса Сибирской платформы.

Синерская свита включает подсвиты нижнюю и верхнюю. Синерская нижняя подсвита состоит главным образом из черных плитчатых известняков с остатками трилобитов *Tungusella mana* Rep., *Inouina subquadratica* Rep., *Bulaiaspis sajanicus* Rep., а также птеропод и брахиопод. Мощность подсвиты 150 м. Она является аналогом олекминского горизонта ленского яруса Сибирской платформы. Синерская верхняя подсвита образована массивными серыми известняками и доломитами мощностью 200—300 м.

Самая верхняя часть синерской свиты сложена черными плитчатыми известняками с остатками трилобитов *Bergeroniaspis divergens* Legm., *Parapoliella obrutchevi* Legm., *Pseudotheraspis angarensis* N. Tchern., *Binodaspis* sp. nov. Мощность свиты 700 м. Она



Рис. 21. Выходы доломитов и сланцев унгутской свиты в среднем течении р. Маны ниже пос. Нарва.
Фото И. П. Жуйко

является аналогом кетеменского горизонта ленского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы.

Общая мощность колбинской серии у д. Выезжий Лог определяется в 2000—2100 м.

В среднем течении р. Маны колбинская серия залегает на песчано-сланцево-известковистой свите без ясно видимого углового несогласия. Здесь она разделяется на следующие свиты (снизу вверх): унгутскую, усть-лейбинскую, пестроцветную и верхнюю карбонатную.

В основании *унгутской свиты* залегают мелко- и среднегалечниковые конгломераты зеленовато-серого, красновато-серого и красновато-

коричневого цвета. Местами она начинается не конгломератами, а известняками, выше переходящими в конгломераты с прослоями шоколадно-коричневых доломитов. Мощность пачки конгломератов 200 м. Выше лежат неслоистые тонкоплитчатые массивные доломитизированные, местами стилолитовые известняки белого, розовато-белого и светло-серого цвета с прослоями карбонатных брекчий и темно-серых «вонючих» доломитовых известняков мощностью 20—40 м. Мощность светлых известняков и доломитов определяется в 600—800 м. Еще выше следуют слоистые мергелистые известняки с прослоями розоватых и зеленовато-серых известково-глинистых и песчано-глинистых сланцев с прослоями и желваками кремней. Мощность этой пачки 200—250 м.

Общая мощность унгутской свиты 1000—1200 м.

Унгутская свита прослеживается от верховьев р. Базаихи к р. Мане и далее на юг, где ею сложено в основном междуречье Жержулы, Колбы и Бултусука. В последнем районе эта свита изучалась К. В. Радугиным, И. И. Коптевым и В. В. Хоментовским. Последний именует ее жержульской свитой. Принять термин «жержульская свита» для этих карбонатных пород в том объеме, в каком его предлагают В. В. Хоментовский, М. А. Семихатов и Л. Н. Репина, нельзя, так как к названной «свите» ими отнесены различные по литологическому составу толщи, постепенность перехода между которыми не доказана. Возраст унгутской свиты до сих пор остается неопределенным. Кроме водорослей *Eriphyton*, окаменелостей в ней не найдено.

Местами унгутская свита делится на две подсвиты: нижнюю — массивных известняков и доломитов мощностью 600—700 м и верхнюю — слоистых доломитов, песчанистых мергелей и кварцитовидных песчаников мощностью 200—400 м.

Усть-лейбинская свита внизу представлена зеленовато-серыми песчаниками и известняками с тонкими прослоями темно-серых известковисто-глинистых сланцев. Породы яснослоистые, причем на поверхностях наложения песчанистых разностей сланцев и мелкозернистых песчаников наблюдается большое количество измельченной слюды. Выше залегают зеленоватые и лиловатые светло-серые стилолитовые доломиты, переслаивающиеся с темными вишнево-красными плитчатыми доломитами и доломитовыми мергелями. Над ними лежат известковистые песчаники и известково-глинистые сланцы вишнево-красного цвета с прослоями красных кварцитовидных песчаников и желтовато-серых кварцитов, мощность которых не превышает 5—15 м. Прослой кварцитов и кварцитовидных песчаников не выдержаны по простиранию. Мощность свиты колеблется от 235 до 400 м. Окаменелостей в усть-лейбинской свите не найдено.

Пестроцветная свита (аналог крольской свиты и свиты Выезжего Лога) залегает согласно на кварцитовидных песчаниках и представлена внизу желтовато-серыми и лиловато-серыми доломитами, переслаивающимися с такого же цвета мергелистыми прослоями. В верхней части свиты увеличивается количество доломитов и известняков. Мощность свиты 500—600 м. В описываемом разрезе в пестроцветной свите окаменелостей не найдено.

Верхняя карбонатная свита (аналог синерской свиты) начинается пачкой массивных известняков, содержащих в большом количестве желваки, линзы и прослой кремней, выделяемых В. В. Беззубцевым и И. П. Жуйко в маркирующий «халцедоновый горизонт», мощность которого 300 м. Выше известняков с кремнями залегают темно-серые

известняки с тонкими прожилками кальцита, переслаивающиеся с песчанистыми известняками и известково-глинистыми сланцами, в которых содержатся в большом количестве остатки трилобитов. Этот «трилобитовый горизонт» прослежен на большой площади. Мощность горизонта не менее 500 м. Из разных точек собрано большое количество остатков трилобитов, которые принадлежат только роду *Bulaiaspis*. Выше трилобитового горизонта залегают темно-серые неслоистые известняки с многочисленными тонкими прожилками кальцита. Мощность известняков 300 м.

Общая мощность верхней карбонатной свиты 1100 м, а всей колбинской серии в среднем течении р. Маны и на реках Нарве и Лейбе 2000—2200 м.

Возраст колбинской серии на основании изучения остатков трилобитов определяется как нижнекембрийский. «Трилобитовый горизонт» соответствует ленскому ярусу стратиграфической схемы кембрийских отложений Сибирской платформы. Койская (карагасская), унгутская и усть-лейбинская свиты соответственно могут быть отнесены к алданскому ярусу.

К рифогенным образованиям карбонатного разреза кембрия относится торгашинская свита, распространенная к югу от г. Красноярска. Породы этой свиты преимущественно слагают Торгашинский хребет, являющийся водоразделом между реками Енисеем и Базаихой. Массивные известняки торгашинской свиты первоначально по найденным в них остаткам трилобитов и «плохим кораллов» были отнесены к силуру (Златковский, 1885), но позже Э. Толль показал, что эти остатки являются кембрийскими трилобитами и археоциатами. Впоследствии торгашинские известняки изучались А. Г. Вологдиным, Е. В. Лермонтовой, Ю. А. Кузнецовым, И. К. Баженовым и М. П. Нагорским, А. А. Предтеченским и К. В. Радугиным и в последнее время Н. С. Зайцевым и Л. Н. Репиной, В. М. Чаиркиным и Р. Ш. Залялеевым.

Разрез торгашинской свиты в нижнем течении р. Базаихи и в районе с. Торгашино выглядит следующим образом (снизу вверх).

На толще докембрийских глинистых сланцев и граувакковых песчаников, содержащих прослой черных слоистых «воночич» известняков, несогласно залегают базаихская базальная подсвита. Подсвита не выдержана по мощности, выполняет отрицательные микроформы древнего рельефа, местами же совершенно отсутствует. Начинается она розовато-серыми и красными среднезернистыми известковистыми песчаниками, среди которых имеются прослой конгломератов, состоящих из галек черных слоистых известняков, метаморфизованных граувакковых песчаников и зеленокаменных диабазов, заключенных в песчано-известковистый цемент.

Выше залегают сильноизвестковистые красноцветные песчаники с прослоями известковистых осадочных брекчий, содержащих обломки розовато-белого известняка с остатками археоциат. Выше по разрезу следуют красные известковистые песчаники, переслаивающиеся красными мергелистыми известняками с редкими скелетами археоциат и красными известковистыми брекчиями. Средняя мощность подсвиты 60—80 м. Из красных мергелистых известняков были определены (Краснопеева, 1936) следующие формы археоциат: *Archaeocyathus proscuriacovi* Toll., *A. acutus* Vogt., *Coscinocyathus* sp., *Proaulopora* sp. Остатки археоциат из брекчий были определены также И. Т. Журав-

левой, установившей присутствие здесь *Protopharetra laxa* Vogt., *Dictiocyathus salairicus* Vologd., *Bicyathus* Vologd., *Ajacicyathus* sp., *Coscinocyathus chomentouskii* Vologd. *Archaeolynthus* cf. *tubexternus* Vologd. и др. Кроме археоциат, отмечено присутствие водорослей *Epiphyton fasciculatum* Ch., *Razumovskia* sp. (Краснопеева, 1936).

Выше базаихской базальной подсвиты располагается собственно торгашинская свита. Разрез начинается светло-серыми и розовато-белыми слоистыми известняками с археоциатами мощностью 50 м. Выше по разрезу следуют светло-серые и бело-розовые массивные известняки с обильными остатками археоциат, которые изучались Э. Толлем, А. Г. Вологдиным, П. С. Краснопеевой, а в последнее время И. Т. Журавлевой. Среди огромного списка форм здесь присутствуют *Ajacicyathus proskurjakovi* Toll, *Ajac. ijzskii* Vologd., *Uralocyathus callosus* Vologd., *Archaeocyathus* sp., *Archaeolynthus* sp., из трилобитов присутствуют *Bonnia* sp., *Paramicmacca* sp., *Kameschkovia* sp. Мощность массивных археоциатовых известняков (определяемая с трудом) устанавливается в 800—900 м.

Верхняя часть торгашинской свиты, по данным Л. Н. Репиной, сложена массивными серыми известняками с остатками трилобитов; эта часть свиты разделяется (снизу вверх) на: 1) горизонт с *Parapoliella* sp., *Pseudotheraspis* sp., *Proerbia* sp., *Bathiuriscellus* sp.; 2) горизонт с *Kooteniella* sp., *Erbia* sp., *Chondragraulos* sp., *Edelsteinaspis* sp. Мощность этой части разреза 200 м.

Общая мощность торгашинской свиты 1100—1200 м.

Торгашинская свита из района с. Торгашино прослеживается на юго-восток к д. Инжуль на р. Базаихе. Уже в районе пос. Намурт на р. Базаихе из состава свиты выпадает базаихская подсвита и массивные светло-серые известняки (Кочевой Лог) лежат непосредственно на докембрийской песчано-сланцевой свите.

Возраст торгашинской свиты остается неясным. А. А. Предтеченский, согласуясь с определениями А. Г. Вологодина и Е. В. Лермонтовой, считает, что она соответствует верхам нижнего — низам среднего кембрия, и предполагает, что торгашинская свита залегает выше крольской свиты колбинской серии, быть может в своей нижней части представляя аналог синерской свиты. Л. Н. Репина (1956), опираясь на изучение трилобитовой фауны из торгашинской свиты, а также на широкое распространение в ней археоциат, приходит к выводу о соответствии торгашинской и колбинской свит в целом и о нижнекембрийском возрасте обеих, хотя и отмечает, что верхние горизонты торгашинской свиты содержат трилобитовую фауну низов среднего кембрия.

Типичные для торгашинской свиты мощные толщи карбонатных пород следует рассматривать как рифовые образования в разрезах нижнего и самых низов среднего кембрия Восточного Саяна, весьма отчетливо проявленные в районе, прилегающем к г. Красноярску. Массивные рифогенные карбонатные толщи торгашинской свиты в фациальном отношении представляют собой переходные к геосинклинальным образования и содержат в себе комплекс организмов, аналогичных тем, которые находятся в рифогенных известняках, залегающих среди вулканогенных толщ южной части Восточного Саяна.

В левобережной части Енисея и в бассейне р. Бирюсы распространены бирюсинские археоциатовые известняки (рис. 22), которые по условиям залегания и литологическим особенностям являются полными

аналогами торгашинских археоциатовых известняков. Из сборов Ю. А. Кузнецова и А. Г. Володина И. Т. Журавлевой были определены следующие формы археоциат: *Archaeocyathus proskurjakovi* Toll, *A. complexus* Vologd., *Coscinocyathus corbicula* Vogt., *C. vassilievi* Vologd. и др., а также водоросли *Epiphyton fasciculatum* Ch., *Protopharetra speciosa* sp. nov., *Edelsteinia cylindrica* Vologd. Из сборов В. М. Чаиркина П. С. Краснопеева определила следующие виды:



Рис. 22. Бирюсинские археоциатовые известняки по р. Бирюсе.
Фото Д. Г. Дулькейта

Ajacicyathus proskurjakovi Toll, *Coscinocyathus rarus* Vologd., *Etmophyllum* aff. *crossispinosum* Vologd., *Dictyocyathus* sp., *Archaeolynthus* sp. и водоросли *Epiphyton* sp.

А. Г. Вологдин считает, что комплекс археоциат бирюсинских известняков указывает на несколько более древний их возраст по сравнению с торгашинскими.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Геосинклинальные кембрийские отложения распространены в Тубино-Сисимском и Кизир-Казырском районах, т. е. в юго-западной и южной частях Восточного Саяна, что отвечает иной структурно-фациальной зоне этой горной области. Они представлены мощной эффузивно-осадочной толщей, сложенной эффузивами спилито-кератофировой формации и их производными — туфолами, претерпевшими зеленокаменное изменение и местами сильный динамометаморфизм. Вследствие метаморфизма породы, особенно туфы, местами превра-

шены в хлоритовые и серицитовые сланцы, трудно отличимые от верхнепротерозойских эффузивно-сланцевых толщ.

Присутствие среди эффузивов и туфов карбонатных и песчаниковых пород с окаменелостями определяет их кембрийский возраст. Эта серия пород весьма непостоянная по составу и мощности; эффузивные породы по простиранию довольно быстро сменяются туфами или песчаниками и сланцами; залегающие в этой серии известняки преимущественно имеют рифогенное происхождение. Пестрота литологического состава и быстрое выклинивание свит по простиранию затрудняют их сопоставление. Кроме того, часто одни и те же разрезы разными авторами описываются и тракуются различно.

На основании имеющихся геологических материалов и палеонтологических определений сводный стратиграфический разрез геосинклинальных кембрийских отложений юго-западной части Восточного Саяна представляется следующим.

Нижняя эффузивно-осадочная толща представлена преимущественно зеленокаменными порфиритами, диабазами, реже порфирами (кератофиры) и пирокластическими породами с линзами и прослоями мраморизованных известняков, конгломератов, филлитизированных глинистых и кремнистых сланцев. Эта свита распространена в бассейне рек Кизира и Казыра, где она описана А. Д. Шелковниковым и А. Д. Смирновым под названием казырской; на р. Сисиме она описана В. Н. Долговой. Состав свиты чрезвычайно непостоянный, причем основание ее в большинстве случаев не установлено. Мощность свиты около 2000 м.

Окаменелостей в свите не найдено, но установлено непосредственное перекрытие ее палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия.

Карбонатно-сланцевая свита представляет собой наиболее древние палеонтологически охарактеризованные нижнекембрийские отложения.

В окрестностях д. Камешки имеется следующий разрез этих отложений (снизу вверх):

1. Темные слоистые известняки с остатками одиночных археоциат <i>Coscinocyathus</i> sp., <i>Ajacyathus</i> sp., <i>Archaeolynthus</i> sp. (определение И. Т. Журавлевой)	200 м
2. Плитчатые глинистые известняки с прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев и большим количеством остатков трилобитов <i>Bonnia</i> sp., <i>Paleolenus</i> sp., <i>Piliellina</i> sp., <i>Cobboldia dentata</i> Legm., <i>Bergeroniellus</i> Legm. (определение Л. Н. Репиной, О. К. Полетаевой и Е. В. Лермонтовой)	80 „
Видимая мощность 3 м.	
3. Массивные светло-серые известняки с археоциатами <i>Coscinocyathus</i> cf. <i>dianthus</i> Volp., <i>Loculocyathus tolli</i> Vologd., и др. и редкими трилобитами <i>Piliellina</i> sp.	70 „
4. Известняки серого и розового цвета с теми же археоциатами и трилобитами <i>Bergeroniaspis</i> sp., <i>Bonnia</i> sp., <i>Piliellina</i> sp.	60 „
5. Известняки массивные, серые и красные с одиночными остатками тех же археоциат и трилобитов	10—60 „
6. Темно-серые и черные известняки с прослойками мергелей	200 „
Общая мощность отложений 600—700 м.	

В соседнем участке района д. Камешки описанная толща начинается темно-серыми, слоистыми известняками с прослоями кремней, содержащими одиночные археоциаты. Выше залегают глинистые сланцы с остатками трилобитов *Redlichina vologdini* Legm. Их сменяют туфосланцы и туфопесчаники с обломками, глыбами и линзами

известняков с археоциатами *Coscinocyathus* cf. *diantus* Вогн., *Ajacyathus* sp. и др.; водорослями *Renalcis* sp., *Epiphyton* sp. По простиранию вверх по разрезу эта толща сменяется археоциатовыми известняками. Разрез заканчивается лиловыми туфосланцами и туфоконгломератами. Общая мощность толщи 600—800 м.

Отложения относятся к верхам нижнего и низам среднего кембрия. Нижняя часть толщи характеризуется трилобитами *Redlichina* и семейством *Protolenidae*, верхняя часть содержит комплекс трилобитов, в котором имеются элементы среднекембрийской фауны. Разрезы изучены недостаточно и положение слоев в условиях очень сложной тектоники требует дополнительного тщательного изучения.

Аналогичный разрез отложений верхов нижнего и низов среднего кембрия можно видеть (снизу вверх) в юго-западной части Беллыкского белогорья в районе р. Уяр и с. Ирджа.

- | | |
|---|------------|
| 1. Массивные бело-розовые известняки с археоциатами <i>Ajacyathus laevigatus</i> Vologd., <i>Coscinocyathus</i> sp., <i>Protopharetra</i> sp., <i>Archaeocyathus</i> (?) <i>sibiricus</i> Vologd. и др. | 700 м |
| 2. Темно-серые слоистые известняки с прослоями глинистых и кремнистых сланцев с археоциатами <i>Tegerocyathus edelsteini</i> Vologd., <i>Erboocyathus heterovallum</i> Vologd., <i>Syringocnema</i> sp. и трилобитами <i>Proerbia</i> sp., <i>Erbia granulosa</i> Lerm., <i>Kooteniella slatkowskii</i> (Schm.), <i>Chondragraulos</i> sp., <i>Bonnia</i> sp. | 300 „ |
| 3. Серые доломитизированные известняки с прослоями известково-глинистых сланцев и покровами порфиринов и туфов | 800—1000 „ |

Эта эффузивно-осадочная свита предварительно была отнесена к среднему кембрию. Фаунистически охарактеризованные отложения верхов нижнего и низов среднего кембрия местами залегают несогласно на породах протерозоя с выпадением из разреза нижней эффузивно-сланцевой свиты. Подобные условия залегания пород этого возраста отмечены в среднем течении р. Убея, где кембрийская сланцево-известняковая туфогенная толща (осиновская свита, по Е. А. Шнейдеру) залегают несогласно на карбонатных отложениях, возможно, докембрийского возраста.

В бассейне среднего течения р. Балахтисона и в Артемовском районе установлен следующий разрез кембрийских отложений (снизу вверх):

- | | |
|---|-----------|
| 1. Зеленовато-серые известково-глинистые сланцы, слоистые, серые известняки, углисто-черные и темно-серые песчано-глинистые и известковистые сланцы со слюдой на поверхностях наложения, с прослоями известняков и песчаников и горизонтами основных эффузивов. Среди этой толщи имеются известняки с прослоями сланцев и трилобитами <i>Redlichina</i> sp. | 1250 м |
| 2. Конгломераты с галькой археоциатовых известняков в известковистом цементе | 300—350 „ |
| 3. Серые известково-глинистые сланцы с прослоями глинистых известняков | 150 „ |
| 4. Известняки светло-серые и розовато-белые с археоциатами <i>Clathricoscinus infirmus</i> Vologd., <i>Loculicyathus tolli</i> Vologd., <i>Archaeolynthus</i> cf. <i>tubexternum</i> Vologd., <i>Rhabdocyathella baileyi</i> Vologd., <i>Syringocnema eleganta</i> Vologd. и др. и водорослями <i>Epiphyton fruticosum</i> Vologd., <i>Renalcis</i> sp. Среди трилобитов находятся <i>Poliellina Lermontovi</i> Pol., <i>Rondocephalus mirandus</i> Pokr., <i>Bonnia</i> sp., <i>Schivelicus Parvus</i> Pokr. | 200—250 „ |
| 5. Зеленовато-серые, темно-серые и зеленые известково-глинистые сланцы с прослоями мергелей и известняков | 200 „ |

6. Конгломераты красно-бурого и зеленовато-бурого цвета с плохо окатанной галькой известняков, метаморфических сланцев и эпидотизированных эффузивов, гранитов и гранодиоритов; цемент песчанниковый. В верхней части среди конгломератов залегают линзы мелкогалечных конгломератов и гравийных песчаников красновато-кирпичного цвета, сменяющихся вверх по разрезу полимиктовыми красно-бурыми песчаниками с линзами конгломератов

450 „

Ф. Я. Пан породы слоя «6» относил к девону.

Общая мощность кембрийских отложений 3000 м. Возможно, что эта цифра сильно завышена, но мощность ее по другим данным все же более 1000 м. Балахтисонская толща относится к верхам нижнего кембрия. По-видимому, ее верхняя часть принадлежит уже среднему кембрию.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднекембрийские отложения широко распространены в юго-западной части Восточного Саяна в бассейне рек Сисима, Сыды и Шуши. Они представлены существенно эффузивными образованиями, переслаивающимися с известняками и песчаниками, содержащими кембрийские окаменелости¹.

В районе пос. Лодочного на р. Сисиме, по данным С. А. Легкова, В. В. Хоментовского и Н. А. Семихатова, на андезитовых порфиридах и их туфах, содержащих редкие прослои туфопесчаников и туфоконгломератов, относимых к нижнему кембрию, несогласно залегают карбонатные породы. Разрез карбонатной толщи следующий (снизу вверх):

1. Серые и светло-серые слоистые известняки, местами подстилаемые туфами, местами же конгломератами, состоящими из галек мраморов, известняков, кремней и хлоритовых сланцев мощностью до 15 м. В верхней части толщи в известняках В. В. Хоментовским, Н. А. Семихатовым и Л. Н. Репиной собраны трилобиты *Tonkiella* sp., *Olenoides* sp., *Erbia* sp., *Anotokarella* sp. (определения Л. Н. Репиной). Ранее А. Г. Вологдин указывал на находку здесь остатков археоциат, которые позднейшими исследователями не подтвердились. Остатки трилобитов указывают на принадлежность слоев к нижней половине среднего кембрия. Возможно, что нижняя часть толщи относится еще к нижнему кембрию

400 м

2. Толща переслаивающихся известняков с зеленовато-серыми туфами, выше — полосчатые туфы, туфопесчаники и туфосланцы с прослоями конгломератов, чередующимися с покровами андезитовых и авгитовых порфиритов.

Разрез заканчивается туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами зеленовато-серого цвета, состоящими из гальки порфиритов, туфов и известняков. Эта группа пород объединяется в котельскую свиту

более 2000 „

Известняки с трилобитами среднекембрийского облика известны еще в ряде пунктов — южнее с. Белоярского, в районе деревень Моисеевки и Шиловки. Всюду они ассоциируют с эффузивно-осадочными толщами и представляют синхронное и сингенетичное с ними образование.

В районе Артемовска в бассейне р. Чибижека на светлых и розоватых известняках с кремнями (чибижекские известняки, по А. Д. Шелковникову) согласно залегают толща осадочно-туфогенных пород с прослоями известняков, содержащих остатки трилобитов *Redlichina* sp.

¹ В последнее время в разрезах среднего кембрия Восточного Саяна выявлено также распространение красноцветных отложений (А. И. Анатольева, А. Д. Шелковников, 1959). *Прим. ред.*

(определение Л. Н. Репиной). Среди этой толщи имеются прослои известняков с археоциатами обручевского комплекса (находки А. В. Третьякова по исследованиям 1952 г.). Эта толща содержит покровы основных эффузивов и несогласно перекрывается толщей порфиров, условно относимых также к среднему кембрию.

В бассейне р. Шуши в районе д. Сонино и с. Большие Кныши, по наблюдениям Е. А. Шнейдера и Б. П. Зубкус, разрез кембрийских отложений состоит из следующих толщ (снизу вверх):

- | | |
|--|--------------|
| 1. Толща известняков с кремнями (окаменелости не найдены) | более 500 м. |
| 2. Толща мергелей, глинистых сланцев и песчаников серого, зеленовато-серого, желтого и красного цвета с прослоями гравелитов | около 600 „ |
| 3. Толща рассланцованных туффигов, превращенных в зелено-серые хлоритовые сланцы с горизонтами известняков и с археоциатами, сменяющаяся вверх по разрезу основными зеленокаменными эффузивами (диабазами) | более 500 „ |

Предположительно вторая и третья толщи параллелизуются с толщей, лежащей над чибижекскими известняками в районе Артемовска и туфогенно-осадочной толщей района д. Ирджи и г. Уяра (осиновская свита, по Е. А. Шнейдеру). Эти толщи имеют возраст переходный от нижнего к среднему кембрию.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Палеонтологически доказанных отложений верхнего отдела кембрийской системы в пределах Восточного Саяна нет. Возможно, что к верхнему кембрию принадлежит некоторая часть описанных выше эффузивно-осадочных образований. Того же возраста могут оказаться и обломочные породы типа конгломератов котельской свиты, известные в районе пос. Лодочного на р. Сисиме. На р. Мане в районе пос. Нарва и в бассейне верхнего течения р. Базаихи распространена толща красных конгломератов и песчаников; в конгломератах находятся гальки известняков с остатками трилобитов среднекембрийского облика. Эти отложения, известные под названием нарвской свиты, прорваны небольшими телами гранитоидов и местами крупно дислоцированы. Известные отличия нарвских конгломератов и песчаников от нижнедевонских отложений позволяют некоторым исследователям (Хоментовский и Семихатов, 1955 г.) относить их к верхнему кембрию или ордовика. Возможно, что распространенные в районе деревень Сидорово, Паначево и Ирба так называемые терехтинские конгломераты имеют додевонский возраст. Однако в настоящее время этот вопрос не может считаться решенным. Мощность этих образований 500—600 м.

КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ

Среди слагающих Кузнецкий Алатау осадочно-метаморфических толщ ведущее положение занимают кембрийские отложения, представленные вулканогенно-терригенными и карбонатными породами. Кембрийские отложения изучены достаточно хорошо и охарактеризованы в ряде мест богатой фауной трилобитов и археоциат. Тем не менее все еще не устранены серьезные разногласия по таким важным вопросам, как соотношения кембрия и докембрия, нижнего и среднего кембрия, объем, возраст и последовательность отдельных свит.

В истории изучения кембрийских отложений Кузнецкого Алатау намечается три крупных этапа.

Первый этап, продолжавшийся с начала девятисотых годов и примерно до 1940 г., тесно связан с именами Я. С. Эдельштейна, А. Н. Чу-

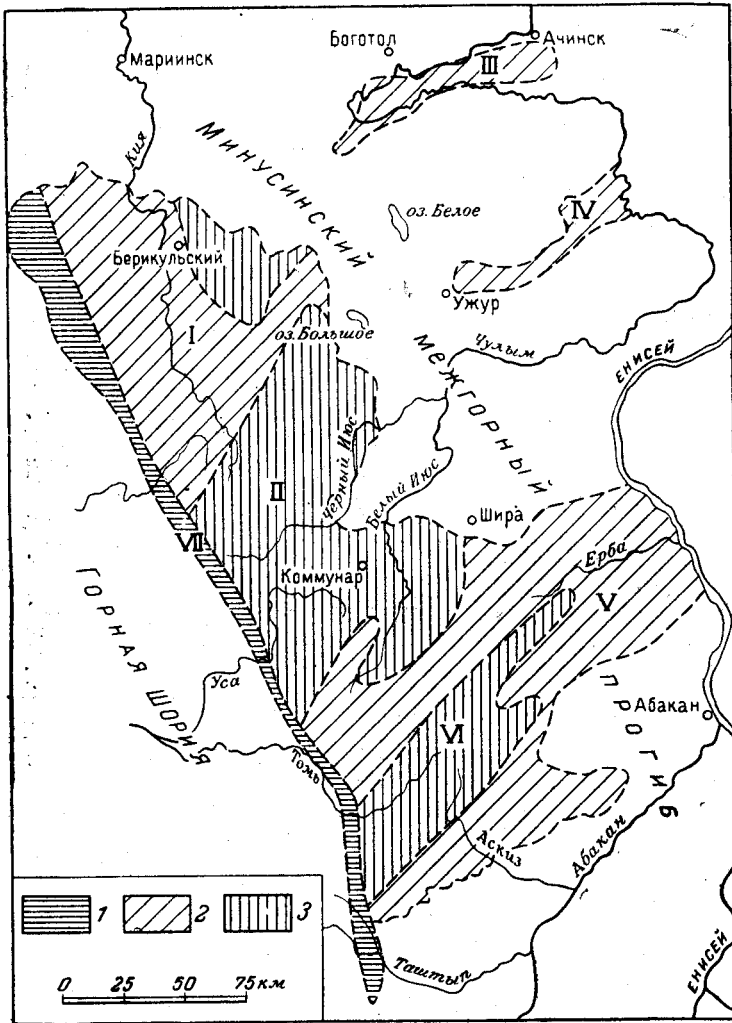


Рис. 23. Палеотектоническая схема кембрийских структурных элементов Кузнецкого Алатау

1 — зона глубинных разломов; 2 — внутригеосинклинальное поднятие; 3 — внутригеосинклинальный прогиб

I — Кийское поднятие; II — Июско-Сыйский прогиб; III — Аргинское поднятие; IV — Солгонское поднятие; V — Батеневско-Саксарское поднятие; VI — Верхне-Томский прогиб; VII — зона глубоких разломов

ракова, А. Г. Вологодина, Е. В. Лермонтовой, К. В. Радугина, В. А. Кузнецова, О. К. Полетаевой, П. С. Краснопеевой, Д. В. Никитина и некоторых других исследователей. В этот период четко оформились две точки зрения на возраст древних осадочно-метаморфических толщ, сла-

гающих Кузнецкий Алатау. А. Н. Чураков последовательно проводил идею о докембрийском возрасте этих толщ, признавая лишь весьма ограниченное распространение среди них кембрийских отложений.

Противоположная точка зрения о кембрийском и кембро-силурийском возрасте древних толщ в этот период наиболее ярко была выражена в работах Я. С. Эдельштейна и А. Г. Вологодина. Я. С. Эдельштейн (1938) наметил трехчленное деление кембрия, а А. Г. Вологодин в 1939 г. предложил четырехчленное деление кембрия.

Во втором этапе исследований, продолжавшемся с 1940 по 1953 г., наибольшее значение имеют работы А. Л. Додина (1948) на западном склоне Кузнецкого Алатау и в Горной Шории и исследования Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1958) на Батеневском кряже.

Важнейшим итогом исследований Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской на Батеневском кряже является вывод о том, что распространение археоциат ограничено только нижним кембрием.

В третьем этапе (начиная с 1954 г.) изучение кембрия Кузнецкого Алатау развивалось в двух направлениях. Во-первых, проводилась планомерная геологическая съемка, в процессе которой были сделаны новые находки фауны и детально изучены объем и соотношения кембрийских свит (Б. Н. Красильников, А. А. Моссаковский, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, Н. Г. Шубина, Ю. Ф. Погоня, И. К. Кокодзеев и др.). Во-вторых, параллельно развивались тематические биостратиграфические исследования и производилось обобщение накопленных ранее материалов. В результате этих исследований появились сводные карты Кузнецкого Алатау (А. Л. Додин, Ф. Я. Пап и А. А. Предтеченский, Д. И. Мусатов и Е. В. Широкова и др.) и было разработано несколько биостратиграфических схем, в которых выделены палеонтологические горизонты, частью сопоставимые с биостратиграфическими горизонтами кембрия юга Сибирской платформы (П. С. Краснопеева, А. Г. Сивов, А. Г. Вологодин, В. В. Хоментовский, Л. Н. Репина, И. Т. Журавлева и др.).

Кроме того, для разработки стратиграфии кембрия Кузнецкого Алатау имеют значение исследования А. Г. Поспелова, В. М. Ярошевича, Д. И. Мусатова, Г. Г. Ильиных, В. Д. Томашпольской и др.

Ниже приводится описание кембрийских отложений восточного склона Кузнецкого Алатау по отдельным крупным структурным элементам (рис. 23) с учетом всех вышеизложенных материалов.

КИЙСКОЕ ВНУТРИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Важнейшее значение для этой части Кузнецкого Алатау имеет опорный разрез в среднем течении р. Кии, изученный в разное время Д. В. Никитиным, П. С. Краснопеевой, В. А. Кузнецовым, Т. М. Дембо, А. А. Моссаковским, И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной, В. В. Хоментовским и др. В низах кембрийского разреза здесь выделяется балыксинская свита темных тонкослоистых известняков с прослоями антраконитовых известняков, кремней и известковистых песчаников. Эта свита (нижняя часть белокаменной серии А. А. Моссаковского) мощностью до 2000 м содержит лишь водоросли (*Newlandia*, *Raduginia* и др.) и остатки губок (?) *Archaeospongia*.

Выше совершенно согласно и с постепенными переходами залегает усинская свита мощностью более 2400 м. Состоит она на 90% из свет-

лых массивных рифогенных известняков, перемежающихся с серыми плитчатыми и слоистыми пелитоморфными известняками. В низах имеются прослой глинистых и кремнистых известняков, а в верхах — прослой известковистых песчаников и примесь туфогенного материала. Почти по всему разрезу свиты известняки содержат археоциаты хорошей сохранности, которые соответствуют базайхскому и санаштыкгольскому комплексам (в понимании И. Т. Журавлевой).

Археоциаты базайхского комплекса, распространенные в пределах нижней (1500 м) части усинской свиты, представлены характерными родами *Ajacicyathus*, *Coscinocyathus*, *Loculicyathus*, *Archaeolynthus*, *Asterocyathus*, *Thalamocyathus*, *Urcyathus*, *Szeczyathus* и др. В верхах этой части разреза Л. Н. Репиной обнаружены трилобиты рода *Elganellus* и четыре новых рода трилобитов *Kijanella*, *Resimopsis*, *Mundocephalina*, *Paraerbia*. В низах свиты найдены птероподы и примитивные брахиоподы. Верхние 900 м разреза усинской свиты охарактеризованы археоциатами санаштыкгольского комплекса, среди которых руководящие роды представлены *Formosocyathus*, *Carinocyathus*, *Alataucyathus*, *Annulocyathus*, *Ethmophyllum* и др.

На усинской свите в Кийском разрезе согласно, а в других разрезах местами с конгломератами в основании залегает сыйская свита, соответствующая шалтырской и матаракской свитам А. А. Моссаковского, мощностью до 2500 м. Нижняя ее толща сложена зелеными, серыми, реже красными туфами, туффитами, туфоконгломератами с прослоями черных известняков и кремнистых пород. Верхняя толща состоит из покровов андезиновых порфиритов и альбитофиров, чередующихся с туфами, туфопесчаниками и конгломератами. Галька конгломератов большей частью известняковая (в том числе археоциатовые известняки), цемент — туфогенно-песчанистый.

Сыйская свита перекрыта трансгрессивно и несогласно вулканогенной бериккульской свитой мощностью до 3000 м. В составе бериккульской свиты преобладают покровы и туфы диабазовых, плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов с редкими прослоями лавобрекчий, туфопесчаников и туфобрекчий.

К югу от Кийского разреза бериккульская свита залегает на размытой поверхности балыксинской свиты.

Таким образом, фаунистическим репером кембрия в Кийском поднятии является усинская свита. Возраст усинской свиты по комплексу археоциат и трилобитов определяется в пределах от синского до олекминского горизонтов ленского яруса. Естественно, отнести лежащую ниже согласно балыксинскую свиту к алданскому ярусу. Возраст сыйской и бериккульской свит определяется в диапазоне от кетеменского горизонта ленского яруса до верхнего кембрия (включительно). Более точно возраст этих свит обосновывается в других разрезах. Характерной особенностью строения кембрийских отложений Кийского поднятия является непрерывный карбонатный разрез в нижней его части (балыксинская и усинская свиты).

ИЮССКО-СЫЙСКИЙ ВНУТРИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Кембрийские отложения Июско-Сыйского прогиба отличаются преобладанием вулканогенных и кремнисто-сланцево-терригенных пород. Карбонатные породы имеют подчиненное значение. Мощность геосинклинальных формаций кембрия здесь значительно больше, чем в подня-

тиях. Строение кембрийских отложений хорошо иллюстрируется двумя основными опорными разрезами, расположенными в разных частях прогиба.

Саралинский разрез (верховья р. Саралы) расположен в северной части Июско-Сыйского прогиба. Разрез изучен в 1958 г. Д. И. Мусатовым, Е. В. Широковой, В. Н. Немировской, а ранее П. С. Краснопеевой, Г. М. Еханиным, В. М. Ярошевичем, Л. И. Егоровой, А. Л. Додиним и др. По новым данным, в Саралинском разрезе последовательно выделяются (снизу вверх):

1. Балыксинская свита, состоящая преимущественно из темных массивных известняков, переслаивающихся с водорослевыми светлыми, черными тонкоплитчатыми, тонкослоистыми и антраконитовыми известняками, доломитами и кремнистыми породами. В верхах свиты местами известняки по простиранию замещаются покровами диабазовых порфиритов и их туфов мощностью более 400 м. В низах балыксинской свиты П. С. Краснопеевой описаны водоросли *Newlandia*, *Saralynskia*, *Osagia*, *Archeospongia*, *Peregrinus*. В прослоях светлых известняков верхних горизонтов балыксинской свиты (кл. Таежный) в разное время собраны археоциаты, среди которых резко преобладают представители родов *Ajacyathus*, *Dictyocyathus*, *Orbicyathus*, *Nochoicyathus*, *Archeolynthus*. Найдены также брахиоподы *Acrotrata* sp., птероподы, гиолиты и водоросли.

Общая мощность до 3000 м.

2. Выше совершенно согласно и с постепенными переходами залегает карбонатная усинская свита с обильной фауной археоциат. Нижняя часть усинской свиты мощностью 700—800 м состоит из светлых массивных рифогенных известняков, переслаивающихся с серыми слонстыми, полосчатыми и пятнистыми известняками и доломитами. Фауна в этой части свиты представлена базайским комплексом археоциат с преобладанием родов *Ajacyathus*, *Coscinocyathus*, *Loculicyathus*, *Archeolynthus*, *Uralocyathus*, *Thalamocyathus*, *Asterocyathus*, *Tumulocyathus*.

Верхней части свиты мощностью 1400—1500 м, сложенной аналогичными породами, свойствен санаштыкгольский комплекс археоциат, где наряду с перечисленными формами широко представлены роды *Annulocyathus*, *Formosocyathus*, *Ethmophyllum*, *Tersia*, *Tegerocyathus* sp. и др., а также трилобиты *Corynexochus* sp.

Общая мощность 2200 м.

3. Сыйская свита залегает на усинской согласно. В низах свиты преобладают песчаники, сланцы, туфогенные породы с прослоями известняков. Выше появляются покровы порфиритов и фельзитов и их туфы, которые в верхах почти полностью вытесняют осадочные породы. В прослоях известняков найдены трилобиты *Kooteniella* и *Chondragraulos*.

Общая мощность 2000 м.

4. Карасукская свита ложится с разрывом на нижние свиты кембрия. Базальные конгломераты содержат гальку археоциатовых известняков, фельзитов, сланцев. Карасукская свита состоит из перемежающихся доломитов, известняков, песчаников и туфогенных пород.

Общая мощность 1000 м.

Беркульская свита, трансгрессивно и несогласно залегающая на подстилающих породах, сложена основными эффузивами, редкими прослоями туфов и туфопесчаников.

Общая мощность 1100 м.

Несколько западнее Саралинского разреза в бассейне рч. Татарки, по данным П. А. Пономарева, вскрыто основание кембрия. Здесь темные массивные известняки, переслаивающиеся с антраконитовыми, водорослевыми известняками, лититами и кремнистыми сланцами, без видимого несогласия залегают на толще чередующихся глинистых, кремнистых, известковистых сланцев, мраморов, яшмовидных кварцитов, эффузивов основного и среднего состава и их туфов. Породы в значительной степени метаморфизованы до образования амфиболитов, хлоритовых, серицитовых и актинолитовых сланцев. Мощность этой толщи (портальская свита, по Д. И. Мусатову) 1100 м. По возрасту она, вероятно, относится к синию.

Второй опорный разрез расположен в центральной части Ююско-Сыйского прогиба в бассейнах рек Кульбюрстюга и Малого Сья. По данным Д. И. Мусатова, В. Н. Немировской и Е. В. Широковой, в основании разреза выделяется балыксинская свита видимой мощностью 700 м (низы разреза не вскрыты), которая сложена темно-серыми, серыми и черными полосчатыми и тонкослоистыми известняками с прослоями антраконитовых известняков, лидитов и микрокварцитов. Выше балыксинская свита с постепенными переходами сменяется усинской свитой, состоящей из светлых известняков с прослоями кремнистых сланцев, песчаников, туфов и редкими горизонтами порфиритов в верхах свиты. Мощность ее здесь превышает 2500 м, органических остатков не найдено.

Сыйская свита мощностью 2200 м трансгрессивно залегает на различных горизонтах усинской свиты. Нижняя ее половина состоит из основных эффузивов, их туфов и черных плитчатых известняков. В последних В. В. Хоментовским на уровне 400—600 м от подошвы свиты найдены трилобиты родов *Koldinella* и *Inouyina*. В 1958 г. в аналогичных известняковых прослоях на уровне 800—1000 м от подошвы свиты найдены трилобиты родов *Solenopleurella*, *Cobboldia*, *Bathyuriscellus*; брахиоподы *Acrotreta*, *Obolus*. Комплекс фауны этой части свиты указывает, что ее следует параллелизовать с кетеменским горизонтом ленского яруса.

Верхняя половина свиты сложена перемежающимися покровами эффузивов основного, среднего и кислого состава, их туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами с редкими линзами известняков.

Перечисленные выше свиты трансгрессивно перекрыты известняками и доломитами карасукской свиты, в верхах которой появляются редкие покровы андезиновых порфиритов и их туфы. В нижних слоях карасукской свиты (0—200 м от подошвы) В. М. Ярошевичем, Д. И. Мусатовым и др. собраны трилобиты среднего кембрия *Chondranomocare* sp., *Antagmoplura convexa* N. Tchern., *Proasaphyscus* (?) sp. в сопровождении родов *Erbia*, *Chondragraulos*, *Kooteniella*.

Позднее Д. И. Мусатовым трилобиты были найдены на более высоком уровне (400—600 м от подошвы свиты), из которых Г. Г. Ильиных определены *Olenoides optimus* Laz., *Chondranomocare bidjensis* Polet., *Gaphuraspis calievi* Ivsh., *Gaphuraspis gaphuri* Ivsh., *Amphoton* sp. в сопровождении представителей родов *Kootenia*, *Kooteniella*, *Erbia*, *Chondragraulos*. Вместе с трилобитами собраны и брахиоподы *Kutorgina*, *Acrotreta*, *Nisusia*, *Micromitra* (определения А. В. Санжара). Мощность карасукской свиты 2000 м. Разрез заканчивается вулканической берикюльской свитой мощностью 1800—2000 м.

АРГИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Аргинское поднятие в современном эрозионном срезе совпадает с хр. Арга. Разрез кембрийских отложений здесь, по данным А. А. Васильева, Ю. П. Казакевич, О. К. Полетаевой, В. В. Баркова, Н. А. Шубиной, имеет суммарную мощность не свыше 4500 м.

Внизу выделяется боготольская карбонатная свита мощностью 2000 м, которая соответствует нерасчлененным балыксинской и усинской свитам. Выше согласно залегает малокосульская свита, сложенная эффузивами, сланцами, песчаниками и известняками. В последних О. К. Полетаевой собраны археоциаты рода *Retecyathus*.

Малокосульская свита мощностью 1500 м по положению в разрезе, составу и фауне (хотя и скудной) является аналогом сыйской свиты.

Разрез кембрия венчается вулканогенно-сланцевой каменной свитой видимой мощностью до 800 м, которая согласно залегает на малокосульской свите и соответствует карасукской свите.

В Аргинском хребте вскрывается основание кембрия, представленное, как и в районе Саралы, толщей серицитовых и кордиеритовых сланцев (за счет глинистых пород), диабазов и мраморов (портальская свита). Кембрий на этой толще залегает без видимого несогласия.

БАТЕНЕВСКО-САКСЫРСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Батеневско-Саксырское внутригеосинклинальное поднятие в общих чертах совпадает с орографическими единицами Батеневского кряжа, хребтами Саксыр и Азыртал.

Строение кембрийских отложений южной части поднятия хорошо видно в разрезах по речкам База и Куг (левые притоки р. Аскиза). Здесь, по данным Д. И. Мусатова, С. А. Салуна, А. И. Александрова, М. М. Рунина, Б. М. Жуковского, выделяются (снизу вверх):

1. Балыксинская свита (низы разреза не вскрыты) темных, до черных, тонко-слоистых известняков с прослоями водорослевых, серых массивных и антраконитовых известняков. В средней части свиты выделяется пачка перемежающихся известняков, туфогенных пород и рассланцованных эффузивов.

Видимая мощность 1500 м.

2. Усинская свита залегает согласно и с постепенными переходами. Сложена чередующимися пачками светлых массивных рифогенных известняков, белых сахаровидных, черных плитчатых, светлых слоистых и сетчатых известняков. В верхних пачках встречаются прослои углисто-кремнистых сланцев и силицилитов. Археоциаты найдены почти по всему разрезу свиты, но четко группируются в трех горизонтах: горизонты 0—400 м и 1000—2200 м содержат археоциаты базаихского комплекса, среди которых преобладают *Ajacyathus clarus* (Vologd.), *A. ijizkii* (Toll), *A. directus* (Vologd.), *A. proskurjakovi* (Toll), *Coscinoocyathus dianthus* Borgn., *Uralocyathus callosus* (Vologd.), *Dokidocyathus* sp., *Thalamocyathus tersiensis* Vologd., *Szeczyathus cylindricus* Vologd.; горизонт на уровне 2700—3500 м (от подошвы свиты) содержит археоциаты санаштыкгольского комплекса, в котором наряду с перечисленными выше формами встречаются *Coscinoocyathus compositus* Zhur., *Archaeofungia naletovi* (Vologd.), *Ethmophyllum edelsteini* Vologd., *E. grandiperforatum* Vologd., *Syringocneme eleganta* Vologd. и др.

Общая мощность 3500 м.

3. Сыйская свита залегает без видимого несогласия. Состоит из туфоконгломератов, туфосланцев, зеленокаменно измененных эффузивов, их туфов, туфопесчаников, прослоев известняков.

Видимая мощность 600 м.

По мнению И. Т. Журавлевой, археоциаты усинской свиты Базинского разреза принадлежат к базаихскому и санаштыкгольскому комплексам и определяют ее возраст в пределах нижней половины ленского яруса. Следовательно, при непрерывном карбонатном разрезе имеются все основания относить балыксинскую свиту к алданскому ярусу.

Описанный тип разреза выдерживается и севернее — в бассейне р. Уйбата.

В пределах Батеневского кряжа важное значение имеет разрез кембрия в районе урочища Сухие Солонцы. Здесь, по данным Н. С. Зайцева, Н. В. Покровской, Л. Н. Рединой, И. Т. Журавлевой, В. М. Ярошевича и др., кембрийские породы слагают синклинальную складку, вытянутую в почти широтном направлении; пласты в большинстве слу-

чаев падают на север и северо-северо-запад под углом 45—75°. В ядре складки залегают среднекембрийские породы.

Почти непрерывный разрез прослеживается на южном крыле синклинали (от пос. В. Биджи и далее к северу), здесь вскрываются (снизу вверх).

1. Балыксинская свита мощностью свыше 3000 м. В нижней части свиты преобладают светлые мраморизованные известняки и доломиты, часто водорослевые. Верхняя часть свиты сложена черными слоистыми и плитчатыми плотными и кристаллически-зернистыми известняками с прослоями светлых известняков и черных кремнистых сланцев.

2. Усинская свита, согласно залегающая на балыксинской, представлена массивными светло- и темно-серыми известняками. В нижней части этой свиты И. Т. Журавлевой собраны археоциаты базайского комплекса. Верхние 500 м толщи охарактеризованы трилобитами *Binodaspis* nov. sp., *Poliellina* sp., *Laticephalus spinosus* Pokr., *Erbiopsis grandis* Legm., *Paleofosus zaizevi* Pokr. (сборы Н. С. Зайцева), *Tivanella communis* Pokr., *Alataja* sp.; (сборы Л. Н. Репиной) и археоциатами санаштыгкольского комплекса *Uralocyathus callosus* (Vologd.), *Ajacyathus khemtshikensis* (Vologd.), *Clathricoscinus infirmus* (Vologd.), *Alatacyathus jaroschewitschi* Zhur. *Carinocyathus oculatus* (Vologd.), *Terocyathus* sp. и др. (сборы И. Т. Журавлевой).

3. Совершенно согласно и с постепенными переходами известняки перекрываются фациально изменчивой сыйской свитой, сложенной туфоконгломератами, порфиритами, их туфами, аргиллитами, глинистыми сланцами, песчаниками с прослоями и линзами известняков и конгломерато-брекчий. Мощность свиты около 700 м. В этой свите на разных уровнях Л. Н. Репиной собраны трилобиты *Bornia* sp., *Kooteniella* sp., *Erbia granulosa* Legm., *Proerbia* sp., *Edelsteini* sp., *Koptura* sp., *Antagmellus* sp. и др., а А. Г. Вологдиным и позднее И. Т. Журавлевой археоциаты родов: *Caruscyathus*, *Clathricoscinus*, *Tegerocyathus*, *Ethmophyllum*, *Erbocyathus*, *Archaeocyathus* и др. К востоку вулканогенные породы полностью замещаются известняками. Л. М. Репина и И. Т. Журавлева (1959) в сыйской свите выделяют два фаунистических горизонта: солонцовский и обручевский.

4. Карасукская свита, состоящая из чередующихся темных плитчатых известняков, туфоконгломератов, туфопесчаников и сланцев, связана с сыйской свитой постепенными переходами.

Местами вулканогенно-сланцевые породы полностью замещаются известняками. В последних еще Е. В. Лермонтовой были определены трилобиты среднего кембрия *Olenoides (Neolenus) sp.*, *Chondranomocare bidjensis* Polet. В дальнейшем сборы трилобитов пополнены Л. Н. Репиной и В. Д. Томашпольской. Мощность этой свиты, слагающей ядро синклинали складки с осью, погружающейся в восток-северо-восточном направлении, порядка 600 м.

Охарактеризованная фауной нижнекембрийская усинская карбонатная свита широкой полосой северо-восточного направления протягивается от д. Давыдково к д. Верхняя Ерба. Везде она сложена чередующимися светлыми массивными и полосчатослоистыми известняками с прослоями доломитизированных известняков и кремнистых пород. Лишь местами в ее составе можно выделить пачки вулканогенных пород.

Мощность усинской свиты колеблется в пределах 500—1200 м. Большой интерес представляет участок к северу от с. Боград, где, по данным В. Д. Томашпольской, Р. Б. Карпинского, И. Т. Журавлевой и Д. И. Мусатова, свита слагает сравнительно широкую синклинали складку с осью северо-восточного направления. На северном крыле складки в нижних горизонтах свиты найдены трилобиты *Bulaiaspis vologdini* Legm., *Bulaiaspis taseevicus* Rep., а также археоциаты базайского комплекса, свидетельствующие о принадлежности этих слоев к толбочанскому горизонту ленского яруса. В ядре синклинали най-

дены археоциаты санаштыкгольского комплекса с родами *Syringocnema*, *Carinocyathus*, *Coscinocyathus*, *Loculocyathus*, *Archaeocyathus*, *Retecyathus*, *Ajaciccyathus*, *Szeczyathus*, а также трилобиты и брахиоподы.

В подстилающих усинскую свиту в южном крыле темных известняках Балыксинской свиты И. Т. Журавлевой и Д. И. Мусатовым найдены брахиоподы. Балыксинская свита здесь имеет мощность не менее 2000 м.

К юго-западу от Богградского участка в районе г. Айдачиха вместе с санаштыкгольскими археоциатами, по данным Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской, найдены трилобиты *Poliellina syropyge* Leg m., *Schivelicus parvus* P ok r. и *Chondragraulina ovalica* gen. et sp. nov. Список трилобитов здесь пополняется сборами В. Д. Томашпольской, которой определены *Sanaschtiikgolia* sp. nov., *Erbiopsis grandis* Leg m., *Rondocephalus mirandus* P ok r., *Corynexochus* sp. nov., *Kooteniella* sp., *Erbia* sp., *Chondragraulos* sp. nov.

К сыйской свите в северной части Батеневского кряжа, вероятно, следует отнести толщу зеленовато-серых авгитовых порфиритов и розовато-желтых фельзитов с прослоями туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов и линзами светло-серых известняков, развитую в районе зимовья Калмачаты. Мощность сыйской свиты здесь превышает 1000 м. Кислые эффузивы (как и во многих других районах) характерны для верхней части свиты. В средних ее горизонтах в одной из известковых линз Р. Б. Карпинским найдены археоциаты обрубцовского (по заключению А. Г. Поспелова) комплекса *Erbocyathus* cf. *chakassiensis* J a r o s c h. и *Archaeocyathus* sp., сопровождающиеся водорослями *Epiphyton*, *Renalcis* и целентератами *Syringopora ramosa* V o l o g d.

Надежный средний кембрий в Батеневском кряже, помимо Солонцовского разреза, установлен в районах рудника Юлия, пос. Карасук, гор Сладкие Коренья, Долгогривая и др. В большинстве случаев средний кембрий (карасукская свита) представлен карбонатными породами, мощность его не превышает 400—600 м.

Кембрийские отложения участка д. Большая Ерба, по данным Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской, а также изучавших этот разрез позднее В. Д. Томашпольской и Г. Г. Ильина, расчленяются следующим образом:

1. Пачка массивных кремово-белых и кремово-серых известняков мощностью 140 м с археоциатами родов *Erbocyathus*, *Archaeocyathus*, *Ethmophyllum* и трилобитами *Kootenia sibirica* Leg m., *Kootenia minima* Ivsh., *Kooteniella slatkowskii* (Sch m.), *Kooteniella edelsteini* Leg m., *K.* sp., *Edelsteinaspis* sp., *Granularia* sp., *Erbia sibirica* var. *parva*, var. nov., *Erbia granulosa* var. *convexa*, var. nov. Найдены также птероподы. Эта пачка, по-видимому, относится еще к сыйской свите.

2. Коричневато-серые плитчатые, часто детритусовые известняки с трилобитами среднего кембрия, брахиоподами и птероподами. Мощность 120 м.

3. Переслаивающиеся коричневые, серые и светлые массивные, плитчатые и слоистые известняки с трилобитами и брахиоподами среднего кембрия. Мощность 180 м.

4. Розовато-белые тонкокристаллические массивные эпифитоновые известняки с редкими трилобитами. Мощность 135 м. Верхние три пачки относятся к карасукской свите.

Среди трилобитов среднего кембрия установлены *Olenoides convexus* Leg m., *Ol. optimus* L a z., *Ol. laeviceps* Ivsh., *Ol. calvus* J a r. var. *procerus*, var. nov., *Ol. foveolatus* R a s. var. *latus* var. nov., *Ol. curticei* W a l c. var. *platecitus* var. nov., *Kooteniella mutabilis* N. Tchern., *Kooteniella slatkowskii* (Sch m.), *Kootenia amgensis* N. Tchern.

Kounamkites sp., *Gaphuraspis gaphuri* Ivsh., *G. sibiricus* sp. nov., *G. erbiensis* sp. nov., *Pagetia* sp., *Bathynotus* sp., *Antagmopleura flerovae* Jern., *Ant. convexa* N. Tchern., *Prochedinella erbiensis* Siv. и др., а также брахиоподы *Nisusia* sp., *Kutorgina* sp., *Acrotreta* sp., *Micromitra* sp., *Billingsella* sp.

Изложенные материалы показывают, что и в Батеневском кряже, несмотря на фациальную изменчивость, выделяются те же свиты кембрия, как и в других районах: балыксинская, усинская, сыйская и карасукская.

ВЕРХНЕ-ТОМСКИЙ ПРОГИБ

Кембрийские отложения Верхне-Томского прогиба отличаются от таких Батеневского поднятия большей мощностью и значительно меньшей ролью карбонатных пород. Характерный для прогиба разрез кембрия расположен в бассейнах рек Шоры, Балыксу и Большого Таштыпа. В 40-х годах этот разрез был описан О. К. Полетаевой и М. Н. Злобиным, а позднее изучался А. Л. Додиным, Ю. Н. Глазовым, Ю. В. Макаровым, И. К. Кокодзеевым, В. И. Геря, Д. И. Мусатовым. По имеющимся материалам, в основании кембрийского разреза выделяется сложная по составу балыксинская свита мощностью 2500 м. Она состоит из переслаивающихся массивных светлых мраморизованных известняков, черных тонкоплитчатых и темно-серых графитистых слоистых известняков, серых доломитов, прослоев и плачек углистых, глинистых, кремнистых сланцев, лидитов. Местами карбонатные породы замещаются вулканогенно-сланцевыми.

В известняках встречаются водоросли *Colenia*, *Osagia* и губки *Archaeospongia*. Выше совершенно согласно залегает карбонатная усинская свита с прослоями кремнистых и кремнисто-углистых сланцев в верхах и характерными пачками «сетчатых» известняков. Мощность усинской свиты 1600 м. В ней на трех уровнях найдены археоциаты и водоросли. Горизонт 0—600 м от подошвы свиты охарактеризован базальным комплексом археоциат с родами *Ajacyathus*, *Coscinyathus*, *Dictyocyathus*, *Thalamocyathus*, *Archaeolynthus*, *Prototharetra*. Вместе с археоциатами найдены водоросли и брахиоподы. На уровне 600—1000 м дополнительно к перечисленным выше формам определены представители санаштыггольских родов *Ethmophyllum*, *Archaeocyathus*, *Tubophyllum*, *Mrassia* и др. В верхней части свиты (уровень 1000—1600 м) преобладают формы верхов санаштыггольского комплекса *Ethmophyllum ratum* Vologd., *Tegerocyathus* sp., *Syringocnema eleganta* Vologd., *Archaeocyathus javorskii* Vologd. и т. д. в сопровождении родов *Ajacyathus*, *Coscinyathus*, *Czeczyathus*, *Clathricoscinus*, а также *Bija sibirica* Vologd. и кораллов *Proaulopora*. В соответствии с фауной возраст усинской свиты и в этом разрезе устанавливается в диапазоне синского — олекминского горизонтов ленского яруса.

Сыйская свита (верхнетузухсинская, по И. К. Кокдзееву) залегает на усинской то согласно, то с азимутальным несогласием. Состоит она из перемежающихся песчаников, сланцев, известняков, конгломератов, туфогенных пород. Верхняя часть мощностью 700 м сложена эффузивами основного и кислого состава и их туфами. В нижней пачке сыйской свиты (0—700 м от подошвы) найдены археоциаты родов *Claruscyathus*, *Tersia*, *Mrassia*, *Coscinyathus*, *Ethmophyllum*, *Retecyathus*, *Ajacyathus*, *Erbocyathus*. По мнению И. Т. Журавлевой, они свидетельст-

Сводная характеристика кембрийских оглозений Кузнецкого Алатау (составил Д. И. Мусатов)

От- дел	Ярус	Горизонт	Биостратиграфиче- ские горизонты геосинклинальной области	Принятые при описании названия свит	Мощность, м (наиболее часто встречающаяся)								
					Кузнецкий Алатау		Прогибы		Поднятия				
					макс.	средн.	макс.	средн.	макс.	средн.			
Сред- ний	Майский			Беркульская	3000	1100	2000	2000	1100	1600	3000	500	1200
	Амгинский		Амзасский	Карасукская	2000	400	1200	2000	900	1600	800	400	600
Нижний	Ленский	Еланский Кетеменский	Обручевский Солонцовский (?)	Сыйская	2900	500	1700	2900	2000	2400	2500	500	1200
		Олекминский Толбочанский	Санацтыгольский Базайхский	Усинская	3500	1000	2200	2500	1600	2200	3500	500	1600
	Алданский		Саралинский	Балыксинская	3000	1000	2000	3000	1800	2400	3000	1000	2000

вуют о кетеменском (возможно, и низы еланского) горизонте ленского яруса, к которому относится эта часть сыйской свиты.

Общая мощность сыйской свиты 2200—2300 м.

Перечисленные свиты трансгрессивно и несогласно перекрываются известняками и доломитами карасукской свиты мощностью 900 м. Как и в других районах, кембрийский разрез заканчивается беркульской свитой, залегающей трансгрессивно и с угловым несогласием и сложной покровами диабазовых и андезитовых порфиритов, их туфами, прослоями туфопесчаников и туфосланцев. Мощность беркульской свиты 1300 м.

С точки зрения соотношений кембрия и синия значительный интерес представляет разрез в районе речек Портала и Хабзаса, расположенный непосредственно к северу от Шорско-Балыксинского. Здесь полностью примерно в том же объеме сохраняются балыксинская, усинская и сыйская свиты, с той лишь разницей, что в балыксинской свите нет эффузивов и мощность ее сокращается до 1800 м. По данным Ю. Н. Глазова и Д. И. Мусатова, балыксинская свита залегает здесь на вулканогенно-осадочной порталской свите, состоящей из перемежающихся углистых, кремнистых, известковистых, хлоритовых и песчаных сланцев, песчаников, туфопесчаников, темных слоистых известняков и порфиритов. Видимая мощность порталской свиты превышает 1500 м. Из собранных нами песчаников порталской свиты Г. Н. Трошковой определены споры *Leiologotriletes glutaceus* Tim., *L. minutissinus* (Naum) Tim., *Trachylogotriletes minutus* Tim., *T. obsoletes* (Naum) Tim., *T. hyalinus* (Naum) Tim.

Oeridoligo-triletes corrugatus Tim., *Bothroligo-triletes exasperatus* Tim., *Lopholigo-triletes crispus* Tim. и др., принадлежащих к шести родам. Аналогичный комплекс спор установлен Ю. С. Надлером в так называемой пызасской свите западных склонов Кузнецкого Алатау, верхняя часть которой и по составу, и по положению в разрезе является полным аналогом порталской свиты. По Б. В. Тимофееву (1958), перечисленные споры характерны для синийских отложений Енисейского кряжа,

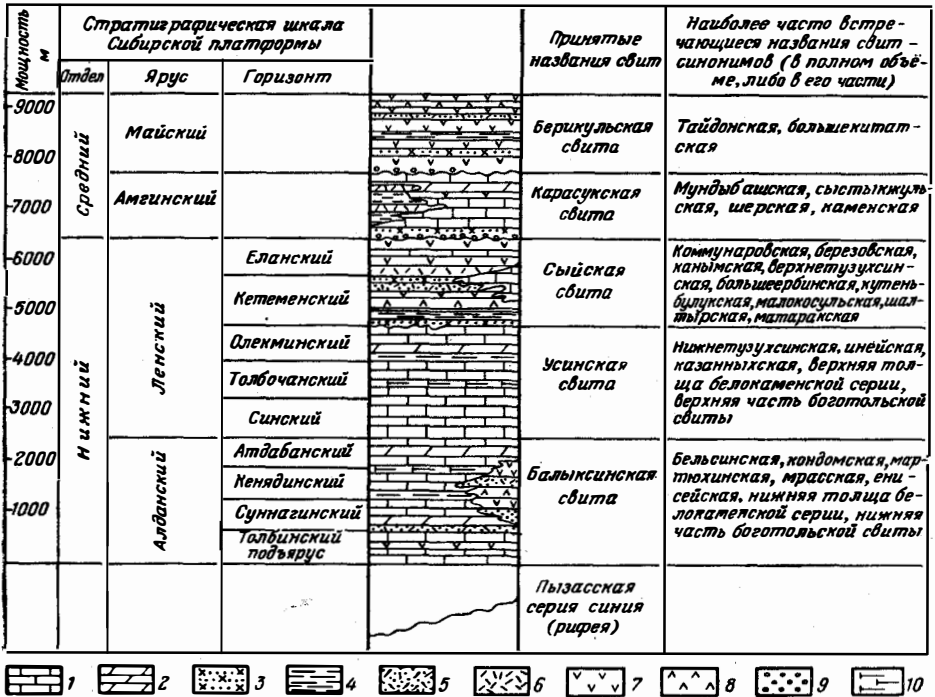


Рис. 24. Сводная колонка кембрийских отложений восточного склона Кузнецкого Алатау

1 — известняки, мраморы; 2 — доломиты; 3 — песчаники, алевролиты, граувакки, песчаные сланцы; 4 — глинистые, кремнистые, известковистые, углистые и мергельные сланцы; 5 — туфо-песчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты; 6 — туфы, туффиты; 7 — эффузивы основного и среднего состава; 8 — эффузивы кислого и щелочного состава; 9 — конгломераты, гравелиты; 10 — кварциты, силицилиты, лидиты

периферии Анабарского щита, Прибайкалья. Таким образом, можно считать установленным, что отложения нижнего кембрия подстилаются рифейскими образованиями, залегающими без видимого несогласия.

Анализ описанных выше опорных разрезов кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау позволяет сделать следующие заключения.

1. Мощность кембрийских отложений в непрерывных разрезах колеблется от 4300 до 11700 м, в среднем составляя около 8000 м (табл. 4).

2. Преимущественным развитием пользуются отложения нижнего кембрия, менее — среднего кембрия. Достоверный верхний кембрий известен лишь на западном склоне Кузнецкого Алатау.

3. Нижний кембрий расчленяется на три свиты (рис. 24): балык-синскую — вулканогенно-карбонатную, усикскую — карбонатную и сый-

скую — вулканогенно-терригенную. Наиболее выдержан состав усинской свиты, которая в подавляющем большинстве разрезов и районов сложена карбонатными породами.

Балыксинская и сыйская свиты фациально изменчивы, однако четко преобладают два типа разрезов: а) карбонатно-кремнистый и вулканогенно-сланцевый для балыксинской свиты и б) вулканогенно-терригенный и вулканогенно-карбонатный для сыйской свиты. Мощность отложений нижнего кембрия колеблется от 3500 до 7700 м, в среднем — 5600 м. Все три свиты охарактеризованы фауной.

4. Средний кембрий расчленяется на две свиты: карасукскую с двумя типами разрезов — карбонатным и вулканогенно-терригенно-карбонатным и бериккульскую — вулканогенную. Мощность среднего кембрия колеблется от 400 до 4000 м. Значительное колебание мощностей связано с размывом отложений среднего кембрия, в основании которого (а также в основании бериккульской свиты) устанавливается региональный перерыв. Карасукская свита содержит местами обильную фауну трилобитов.

5. Анализ распространения отдельных свит и их мощностей показывает, что между нижним и средним кембрием имела место перестройка тектонического плана Кузнецкого Алатау. Так, карасукская свита широко развита в Батеневском и Амзасском поднятиях, которые, по-видимому, в это время были вовлечены в более интенсивное прогибание, чем даже некоторые соседние прогибы. Однако в целом основные контуры поднятий и прогибов сохранились в течение всего нижнего и среднего кембрия.

6. Вопрос о взаимоотношениях кембрия и докембрия в Кузнецком Алатау решается следующим образом. Как уже упоминалось, под балыксинской свитой без видимого несогласия залегает вулканогенно-терригенная серия. На западном склоне Кузнецкого Алатау эти породы выделяются под названием тызасской свиты мощностью до 3000 м, причем из верхних горизонтов ее, по данным А. Г. Поспелова и Ю. С. Надлера, определены синийские споры.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау эта серия представлена двумя согласно залегающими свитами суммарной мощностью до 4000 м: юсской вулканогенной внизу и портальской вулканогенно-сланцевой сверху. В последней также определены синийские споры. Синийские отложения Кузнецкого Алатау закономерно связаны с кембрийскими в единый геосинклинальный формационный ряд. Синийские, а частично и кембрийские (на периферии геосинклинали) свиты трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают на пихтерекской (кульчазинской) серии гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов, которая относится к протерозою.

Верхняя граница кембрия четко устанавливается на западном склоне Кузнецкого Алатау по подошве китатской свиты с фауной тремадока, которая на кембрийских отложениях залегают трансгрессивно и с угловым несогласием.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

В сложной складчатой структуре Западного Саяна кембрийские отложения широко распространены по его северному и южному бортам, тогда как в центральных частях они пользуются ограниченным распространением.

На северном склоне кембрийскими породами сложена относительно широкая полоса, протягивающаяся по простиранию горного сооружения более чем на 250 км и смыкающаяся на северо-востоке с кембрийскими отложениями Восточного Саяна, а на юго-западе с разновозрастными породами Горной Шории. На южном склоне отложения кембрия образуют еще более узкие полосы, приуроченные преимущественно к Куртушибинскому хребту и частично к Хемчикскому.

Наиболее полные разрезы кембрия известны на северном склоне Западного Саяна. Меньшей полнотой характеризуются разрезы южного склона, в центральных же частях Западного Саяна кембрийские отложения выделяются только условно.

Строение кембрийских отложений северного склона Западного Саяна отличается большой сложностью и поэтому не случайно, что до сих пор для них не выработано еще общепринятой стратиграфической схемы. Стратиграфию кембрия здесь в различное время изучали И. К. Баженов (1924, 1930, 1934), Ю. А. Кузнецов (1929), И. А. Молчанов (1932), А. Г. Вологдин (1934), О. К. Полетаева (1936), А. Г. Сивов (1940, 1948, 1953), Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская (1950, 1957), а в последние годы С. А. Салун (1957), А. П. Щеглов, Г. Г. Семенов, А. А. Моссаковский, Н. Н. Херасков, Л. Н. Репина и многие другие исследователи, которыми либо были предложены различные, часто спорные, стратиграфические схемы, либо разработаны отдельные вопросы стратиграфии. Наибольшее значение для целей стратиграфии имеют работы И. К. Баженова, О. К. Полетаевой, А. Г. Сивова, Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской, а также материалы по геологической съемке, полученные А. А. Моссаковским, Н. Н. Херасковым, Г. Г. Семеновым и некоторыми другими.

В результате всех этих исследований стратиграфическая схема северного склона Западного Саяна может быть в настоящее время представлена в следующем виде.

В основании разреза кембрийских отложений большинством исследователей помещается чингинская свита (или разновозрастные с ней узунаргинская свита и западносааянская «формация» — первый отдел метаморфической толщи предыдущих исследователей), выделенная под этим названием¹ впервые А. Г. Сивовым.

Чингинская свита развита по северному фасу Западного Саяна в бассейнах рек Большого и Малого Арбата, Чехана, Кызаса, Джебаша, по Енисею выше и ниже устья р. Уй, на северном склоне Джойского хребта, в хр. Борус и т. д.

Пространственно она связана с полем распространения протерозойских отложений джебашской серии и участвует в строении северного крыла одноименного антиклинория. Большинство изученных контактов чингинской свиты с отложениями докембрия, нижнего и среднего кембрия тектонические, что не позволяет установить ее истинных взаимоотношений с ними. Нормальные соотношения чингинской свиты с подстилающими породами в Западном Саяне известны всего лишь в двух местах. Так, по данным А. Д. Смирнова, на водораздельной части хр. Шешпир-Тайга (или Шешпир), в 5—10 км к востоку от ст. Арадан,

¹ Название свиты дано неудачно, так как по рч. Чинга на южном склоне Западного Саяна свита почти не развита. Н. С. Зайцев предлагает назвать ее эжимской от названия р. Эжима в Туве, где она хорошо представлена и содержит археоциаты.
Прим. ред.

на правобережье р. Тихой видно, как породы чингинской свиты, падающие на юг под углом до 50° , налегают на породы джебашской (или буйбинской) серии, круто падающие в северном направлении. Породы последней представлены метаморфическими зелеными сланцами, а чингинская свита в нижней части сложена метаморфизованными песчаниками, которые выше содержат прослой известняков и покровы измененных эффузивов.

Другой пункт находится в центральных частях Западного Саяна, на р. Енисее. Здесь на южном склоне хр. Борус, на правом берегу реки около метеостанции Таловка, Н. С. Зайцевым в 1955 г. отмечено, что породы чингинской свиты непосредственно перекрывают хлорито-серицитовые интенсивно плейчатые сланцы джебашской серии и согласно с ними падают в северо-западном направлении под углом до 70° . Вблизи контакта в чингинской свите отмечено также довольно много зеленых сланцев, мало отличимых от вышеописанных джебашских.

В бассейне рч. Джебат-Казыр, левого притока р. Большого Арбата, а также в хр. Борус, на правобережье р. Енисея, на породы чингинской свиты с угловым несогласием ложатся конгломераты и песчаники, относимые большинством исследователей к кембро-ордовику.

Чингинская свита состоит из переслаивающихся глинистых, глинисто-кремнистых, углисто-кремнистых сланцев, микрокварцитов и известняков, причем последние часто имеют, по-видимому, рифовый характер и залегают в виде коротких линз. Среди пород в качестве подчиненных прослоев отмечаются песчаники, гравелиты, диабазы и кератофиры. Породы обладают зеленовато-серой, буровато-серой, светло- и темно-серой окраской. Они заметно метаморфизованы, известняки перекристаллизованы, сланцы и песчаники хлоритизированы, эффузивы рассланцованы и подверглись зеленокаменному изменению.

Весь комплекс пород чингинской свиты смят в сложные сжатые складки с очень крутыми, часто запрокинутыми залеганиями слоев на крыльях, что затрудняет выяснение последовательности напластования различных пород внутри свиты.

По данным А. Г. Сивова, разрезы чингинской свиты в северо-восточной части, по речкам Нарыссе, Ое, Рудной, характеризуются преимущественно терригенным составом. Доминирующую роль играют здесь различные сланцы: полосчатые, графитизированные, углисто-кремнистые, зеленовато-серые, темно-серые, нередко с фиолетовым и бордовым оттенками, а также конгломераты с галькой эффузивов, сланцев и обломками слоистых известняков и конгломератовидные песчаники. Известняки, микрокварциты и эффузивы имеют здесь подчиненное значение.

Западнее, в разрезах по рекам Сизой, Малой и Большой Шуши, по данным Н. Н. Хераскова, среди пород чингинской свиты значительным развитием пользуются зеленокаменные эффузивы, представленные главным образом диабазовыми и пироксеновыми порфиритами, реже сильно рассланцованными кератофирами; они прослеживаются на значительном расстоянии, резко меняясь по мощности; окраска их темная, часто почти черная, реже зеленоватая.

Юго-западнее, начиная от левобережья Енисея и до р. Малого Арбата, в чингинской свите вновь начинают доминировать терригенные породы с большим количеством довольно мощных линз известняков и микрокварцитов

На водоразделе рек Чазрыка, Кара-Кола и Қалгансука наблюдается следующий разрез свиты с юга на север (снизу вверх):

1. Глинистые сланцы зелено- и буро-серые, рассланцованные, хлоритизированные	150 м
2. Известняки темно- и светло-серые, массивные, мелкокристаллические	800 „
3. Песчаники зелено-серые, граувакковые с обломками хлоритовых сланцев и мраморов	400 „
4. Глинистые сланцы и алевролиты, темно-серые, серые с подчиненными прослоями серых микрокварцитов и известняков	1000 „
5. Порфириды зеленокаменные, сильно рассланцованные	100 „
6. Известняки серые и светло-серые, массивные	700 „
7. Глинистые сланцы, микрокварциты, кремнисто-глинистые сланцы, серые и темно-серые с прослоями известняков	200 „

А. Г. Сивовым (1953) по р. Малому Арбату в 0,3 км выше кл. Грязного из известняков чингинской свиты были собраны археоциаты *Ajacyathus proskurjakovi* Toll, *Loculocyathus tolli* Vologd., *Coscinoxyathus calatus* Vogw., *C. rojkovi* и водоросли *Epiphyton fasciculatum* Chapman, относящиеся, по его мнению, к гавриловскому комплексу.

Наконец, в юго-западной полосе развития чингинской свиты, в бассейне р. Чехана и в верховьях Большого Кызаса, согласно данным И. К. Баженова, А. Г. Сивова (1953), Н. С. Зайцева и А. П. Щеглова, чингинская свита сложена относительно слабо метаморфизованными глинисто-известковистыми, углисто-алевролитовыми зеленовато-серыми и темными сланцами и мергелями с прослоями конгломератов, известняков и песчаников кварцево-полевошпатового состава. Характерно, что в этих разрезах почти отсутствуют микрокварциты и очень мало покровов эффузивов.

Точно выяснить мощность пород чингинской свиты в целом, а также мощность отдельных ее пачек ввиду сильной дислоцированности слоев и плохой обнаженности не представляется возможным. Ориентировочно мощность свиты составляет не менее 2500—3000 м.

Нижнекембрийский возраст чингинской свиты устанавливается, во-первых, на основании находки указанных выше археоциат, собранных в бассейне р. Малого Арбата и относящихся, по-видимому, к самому нижнему археоциатовому горизонту, и, во-вторых, на основании того, что кварциты и сланцы чингинской свиты встречены в гальке конгломератов среднекембрийских отложений северного склона Западного Саяна.

Вышележащие кембрийские отложения, подразделяемые на нижнемонокскую и верхнемонокскую свиты, развиты к северу от полосы распространения чингинской свиты. Наиболее полные их разрезы приурочены к бассейну р. Абакана, рекам Большому Моноку, Большому и Малому Арбату, Кызасу.

По правому берегу р. Абакана выше устья р. Монока, по данным А. Л. Качурина, нижнемонокская свита построена следующим образом (снизу вверх):

1. Кератофиры и альбитофиры, иногда миндалекаменные, среди которых отмечаются небольшие покровы кварцевых кератофиров и альбитофиров	около 250 м
2. Диабазы, авгитовые порфириды и спилиты с подчиненными маломощными прослоями туфов, туфоконгломератов, туфопесчаников и кремнистых пород	800 „
3. Кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры и альбитофиры и их туфы	500 „

4. Бескварцевые кератофиры, альбитофиры и туфы	650 м.
5. Диабазы, спилиты, диабазовые и авгитовые порфириды и их туфы	100 „
Общая видимая мощность нижнемонокской свиты в данном разрезе	около 2300 м.

По рекам Большому Моноку и Большому Арбату в основании видимого разреза кембрия (нижний контакт тектонический, по которому кембрий надвинут на отложения девона Минусинской впадины) залегают породы нижнемонокской свиты, представленные основными и кислыми эффузивами и их туфами с редкими линзами туфоконгломератов, туфопесчаников и известняков. Вверх по течению кл. Герасимова, левого притока рч. Малого Монока, по данным Н. С. Зайцева и А. П. Щеглова, наблюдается снизу вверх следующее чередование пород:

1. Кислые эффузивы (фельзиты, фельзит-порфиры и др.)
2. Спилиты, содержащие в нижней части кремнистые прослои со спикулами губок
3. Основные эффузивы, частично спилитового состава
4. Туфоконгломераты и туфобрекчи небольшой мощности
5. Линза (или крупное тело) пятнисто-красных известняков с археоциатами: по простирацию известняки замещаются псаммитовыми туфами
6. Туфоконгломераты и конгломераты с прослоями туфопесчаников, туффитов, песчаников с линзами археоциатовых известняков, залегающими *in situ*, а также с глыбами и обломками последних. Характерно, что более крупные известняковые обломки, глыбы и галька залегают ближе к подошве этой пачки. Среди гальки очень много различных эффузивов, а также, по данным А. П. Щеглова, встречаются и единичные гальки кислых интрузивных пород, в том числе и маинского гранодиорита.
7. Зеленоватые известковистые хлоритизированные песчаники и песчаные известняки с обилем вторичных минералов (хлорит, эпидот, кальцит и т. д.)

Первые три пачки пород данного разреза сопоставляются с верхней частью разреза нижнемонокской свиты правого берега р. Абакана, причем очевидно, что первая пачка настоящего разреза может быть сопоставлена с четвертой пачкой предыдущего, а вторая и третья — соответственно с пятой.

Из линз известняков нижнего течения кл. Герасимова, по-видимому в основном из пятнисто-красных известняков, А. Г. Сивов (1953) указывает следующие археоциаты: *Ajacyathus ijizkii* Toll, *A. cf. immani* Vologd., *A. proskurjakovi* Toll, *A. cf. uricus*, *Coscinocyathus dianthus* Born. var. *stalilis* Krasn., *Coscinocyathus* sp., *Ethmophyl-lum* cf. *gracilis* Vologd., *E. ratum* Vologd., *E. ulmensis* Vologd., среди которых преобладают формы камешковского археоциатового горизонта, но имеются и виды, встречающиеся уже в санаштыкгольском археоциатовом комплексе. Границы между породами нижнемонокской свиты и вышележащей верхнемонокской в данном разрезе удобнее проводить ниже туфового горизонта с линзами пятнисто-красных известняков по появлению туфоконгломератов и туфобрекчий. А. Г. Сивов и А. П. Щеглов проводят ее выше этих известняков.

На породах нижнемонокской свиты залегают верхнемонокская, представленная бурыми, красно-бурыми и зеленовато-бурыми туфоконгломератами, конгломератами, туфами с прослоями песчаников и алевролитов, отдельными покровами диабазов, авгитовых порфиритов и их туфов и многочисленными линзами археоциатовых и трилобитовых известняков. Эти последние в свите залегают на различных стратиграфических уровнях и образуют в ней разновеликие сингене-

тичные с вмещающими породами тела — линзы, крупные невыдержанные прослои и т. д., а иногда встречаются в виде небольших неокатанных глыб и более или менее крупной слабоокатанной гальки, переложенной внутри одновозрастного (в геологическом аспекте) горизонта. Такими наиболее крупными известняковыми телами, содержащими трилобиты и археоциаты, являются известняки, обнажающиеся в устье кл. Санаштыгол (левый приток р. Абакана) и впервые изученные О. К. Полетаевой (1936) в низовьях Большого Кызаса и др.



Рис. 25. Выходы верхнемонокской и арбатской свит на восточном склоне горы Шаман. Фото О. И. Пятова

Нижняя граница верхнемонокской свиты в разрезе по кл. Герасимову нечеткая и проводится условно по смене преимущественно эффузивных пород нижнемонокской свиты пирокластическими и терригенными породами верхнемонокской и в том числе по появлению первых горизонтов туфоконгломератов и конгломератов. Однако в других местах, в частности по рч. Рудной Кене, по правому берегу р. Абакана ниже устья р. Арбата, А. П. Щеглов наблюдал, как конгломераты основания верхнемонокской свиты ложатся на различные стратиграфические горизонты подстилающих монокских пород. В этих конгломератах, по данным А. П. Щеглова, наряду с преобладающей галькой различных эффузивных пород встречается редкая галька кислых интрузий, в том числе гальки майнских (?) гранодиоритов. На этом основании А. П. Щеглов и А. Г. Сивов считают, что верхнемонокская свита залегает на нижнемонокской с перерывом. Очевидно, что граница между ними в разных местах выражена по-разному.

Верхнемонокская свита (рис. 25) фациально сильно изменчива даже на коротких расстояниях. Так, в разрезе на правом берегу р. Абакана, выше устья р. Большого Монока, она представлена толщей красновато-фиолетовых и бурых, реже зеленых и зеленовато-серых туфо-

конгломератов с галькой эффузивов, туфов и отдельными покровами диабазовых порфиритов. В нескольких километрах восточнее по рч. Козындель (левый приток р. Большого Монока) и особенно у кл. Герасимсва (левый приток р. Большого Монока) верхнемонокская свита сложена преимущественно зеленовато-серыми песчаниками и конгломератами, обычно мелкогалечными с галькой эффузивов и известняков, реже с галькой изверженных кислых пород, в том числе гранитоидов с подчиненным количеством туфоконгломератов, туфопесчаников и туфов, а также с линзами археоциатовых и трилобитовых известняков.

Общая мощность верхнемонокской свиты в этом разрезе достигает 1500—1700 м.

Еще восточнее, в бассейнах рек Табата, Соса, Бей, породы верхнемонокской свиты вновь представлены исключительно вулканогенными образованиями — спилитами, диабазовыми порфиритами, кератофирами и в этих местах практически неотделимы от пород нижнемонокской свиты.

Возраст пород верхнемонокской свиты до сих пор еще различными исследователями трактуется по-разному. Так, А. Г. Сивов (1953, 1954) без достаточных на то оснований продолжает придерживаться своей давней точки зрения и относит верхне- и нижнемонокскую свиты к среднему кембрию.

С. А. Салун (1957) считает, что санаштыкгольские известняки являются нижнекембрийскими, но «присутствуют в породах верхнемонокской свиты в виде глыб, ксенолитов и тому подобных чужеродных тел и не являются сингенетичными с ними». Происхождение таких известняковых тел и условия их залегания среди вулканогенных пород достаточно подробно разобраны в ряде работ (Кузнецов, 1946; Зайцев и Покровская, 1950, 1958; Покровская, 1959).

Нижнекембрийский возраст санаштыкгольских известняков был впервые установлен Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской (1950). В настоящее время эта точка зрения на их возраст и возраст вмещающих пород принимается большинством исследователей, и в том числе О. К. Полетаевой, которая ранее (1936) считала их среднекембрийскими. В известняках кл. Санаштыкгол, по определениям Н. В. Покровской (сборы Н. С. Зайцева и Л. Н. Репиной), встречается следующая наиболее характерная фауна: *Chakassia minussensis* Polet., *Inouyina quadratica* Polet., *Piliellina lemontovae* Polet., *Bonnia* sp., *Sanaschticgolia* sp., *Binodaspis* sp., *Rondocephalus mirandus* Pokr., *Paleofossus zaizevi* Pokr., *Erbiopsidella convexa* Pokr., *Tuvanella communis* Pokr., *Schivelicus* sp., *Laticephalus* sp., *Altaja* sp. и др., а также археоциаты санаштыкгольского горизонта и в том числе *Tercyathus altaicus* Vol., *Formosocyathus* sp. и др. (определения И. Т. Журавлевой), а также, по данным А. Г. Вологодина и П. С. Краснопеевой (1947), *Clathrocycathus fossaengulatus* Vologd., *C. robustus* Vologd.

Многие из перечисленных трилобитов известны и из других известняковых массивов верхнемонокской свиты (ключи Верхний и Нижний Каракол, Верхняя Кеня, низовья р. Большой Кызас и др.).

Выше по разрезу на северном склоне Западного Саяна, на протяжении между бассейном р. Большой Шуши на северо-востоке и левобережьем р. Абакана на юго-западе прослеживается мощный (до 5—6 км) комплекс преимущественно терригенных и туфогенных пород, которому И. К. Баженов в 1925 г. впервые присвоил название арбатской

свиты, а позднее — второй (средней) толщи кембрия. Строение ее и возраст долгое время оставались неясными.

В настоящее время удалось выяснить, что арбатская свита представляет собой сложный и разнородный по составу и, очевидно, по возрасту комплекс пород, в котором намечаются, по данным А. А. Москаковского и Н. Н. Хераскова (1958), следующие три толщи.

Нижняя толща, названная ими чазрыкской (по одноименному правому притоку р. Табата, где она лучше всего развита), залегает согласен на верхнемонокской свите; граница между ними в ряде случаев является условной в виде очень тесных и постепенных взаимопереходов. Чазрыкская толща отличается пестрым петрографическим составом пород и по простирацию фациально изменчива. В одних участках (бассейн рек Большого Арбата и Беи) в ее составе главную роль играют темно-серые и зеленые глинистые хлоритизированные сланцы с прослоями зеленых полевошпатовых песчаников и слоистых известняков; в других (район р. Чазрыка) основное место в ней занимают темно-серые диабазовые порфириды, среди которых залегают крупные линзы светло- и темно-серых массивных известняков, известных в литературе под названием бабаковских, и прослой зеленых гравелитов и песчаников; в третьих (верховья рек Большого Монока и Соса) толща сложена в основном зелеными, реже бурыми туфами основных эффузивов, туфоконгломератами с прослоями зеленых полевошпатовых песчаников и гравелитов. Перечисленные выше различные породы часто связаны друг с другом постепенными взаимными переходами как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Мощность этой толщи достигает 2000—2500 м.

В бассейне р. Чазрыка по ключам Известковому, Карамколу, Бабакову, Чистогудищу в чазрыкской толще выделяется крупное тело известняков с фауной среднекембрийских трилобитов. Разрез этой толщи следующий.

Непосредственно выше нижнекембрийских эффузивов нижне- и верхнемонокской свиты залегает пачка грязно-зеленовато-бурых граувакковых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов мощностью 80—100 м. Выше они сменяются мощной толщей зеленовато-серых и серых диабазов, диабазовых порфиритов и спилитов-кератофиров с пачками кремнистых сланцев, внутри которых располагается несколько крупных разобоченных линз известняков, залегающих кулисообразно. Линзы известняков вытянуты в северо-восточном направлении согласно с простираем всей толщи СВ 55—60°. Известняки вмещающей породы падают очень круто или чаще стоят на головах. Длина линз достигает 4000 м, а мощность 300—350 м. Известняки серые и темно-серые, массивные, неслоистые, мелкокристаллические. Контакты известняков с вмещающими породами и прежде всего с кремнистыми сланцами, в которых иногда видны спикеры губок, всегда очень отчетливые и резкие, но согласные. При этом в одних случаях известняки падают под сланцы, в других — сланцы падают под известняки.

По мере удаления от известняков сланцы сменяются основными эффузивами. В этих известняках по ключам Бабакову и Известковому встречены трилобиты, на основании которых Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская (1950 г.) впервые отнесли их к среднему кембрию. Дополнительные сборы трилобитов, произведенные здесь Л. Н. Репиной в 1956 г., подтвердили этот вывод. В бабаковских известняках, по определениям Н. В. Покровской и Л. Н. Репиной из сборов Н. С. Зайцева,

С. И. Макарова и С. А. Салуна и по собственным наблюдениям автора, установлены следующие формы: *Kooteniella edelsteini* Legm., *Granularia grandis* Legm., *Chondragraulos minussensis* Legm., *Erbia granulosa* Legm., *E. sibirica* Legm., *Olenoides convexus* Legm., *Chondranomocare* sp., *Solenopleura* sp., *Proasaphiscus* sp., *Corynexochus* sp. и представители Agnostidae, близкие к *Triplagnostus* ex. gr. *atavus*. Наличие среди перечисленных форм трилобитов семейства агностид, известных, вообще, только со среднего кембрия, достаточно надежно обосновывает среднекембрийский возраст известняков и вмещающих их пород и одновременно указывает на ошибочность взглядов А. Г. Сивова, который помещает известняки под нижнемонокскую свиту, считая их нижнекембрийскими (1953, 1954). Он приводит следующую трилобитовую фауну: *Granularia obrutchevi* Polet., *Erbia gigantea* Jegor., *Tabatopygellina* Siv., *Arbataspis* Siv. и *Proerbia* (?) Legm.

Следует отметить, что существуют непроверенные указания (Баженов, 1934; Сивов, 1953) на находки в бабаковских известняках археоциат. Однако проведенные в 1956 г. Н. С. Зайцевым, А. А. Моссаковским, Л. Н. Репиной и Н. Н. Херасковым дополнительные тщательные поиски археоциат в этих линзах не подтвердили данных указаний. Таким образом, среднекембрийский возраст бабаковских известняков, очевидно, не может вызывать сомнений.

Нижнюю чазрыкскую толщу вверх по разрезу постепенно сменяет, как это хорошо видно в бассейне р. Большого Арбата, *средняя толща*. Мощность этой толщи до 1300—1500 м. Она образована главным образом зелеными полевошпатовыми песчаниками, содержащими пачки светло-зеленых тонкослоистых кремнистых туффов. В ее нижней части отмечаются небольшие прослои зеленых глинистых сланцев и туфов основных эффузивов. Наиболее характерными породами этой толщи являются песчаники крупнозернистые, обычно плохо отсортированные, массивные, неслоистые. Карбонатно-глинистый цемент песчаников изобилует кристаллами эпидота, придающего песчаникам интенсивно зеленую окраску.

Средняя толща характеризуется выдержанностью и однообразием литологического строения, чем она резко отличается от нижней толщи. Возраст ее, вероятнее всего, также среднекембрийский.

Разрез кембрийских отложений северного склона заканчивает *верхняя толща*, наиболее типично представленная в низовьях рек Большого и Малого Арбата. Породы верхней толщи по составу и внешнему облику резко отличаются от пород нижележащих двух толщ описываемого комплекса. Они состоят из валунных и крупногалечных конгломератов, зелено-серых гравелитов и песчаников, голубовато-серых, серых и красно-бурых алевролитов и слабометаморфизованных аргиллитов.

На породах средней толщи верхняя толща залегает с ясно выраженными следами перерыва и с базальным конгломератом в основании, как это видно в разрезе (снизу вверх) правого берега р. Большого Арбата близ ключа Тербенек-Карасук.

- | | |
|---|--------|
| 1. Пачка базальных конгломератов валунных и крупногалечных с песчано-глинистым гравийным цементом. В составе гальки преобладают обломки гранодиоритов, диоритов, альбитофиров, диабазов, туфов, известняков . . . | 150 м. |
| 2. Песчаники и гравелиты зелено-серые, полимиктовые . . . | 45 „ |
| 3. Пачка ритмично переслаивающихся конгломератов среднегалечных, песчаников зелено-серых полимиктовых с рассеянным гравием, алевролитов и аргиллитов красно-бурых и зеленовато-серых . . . | 230 „ |

4. Алевролиты и аргиллиты красно-бурые, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками зелено-серыми полимиктовыми	130 м
5. Песчаники серые, грубозернистые «пуддинговые», полимиктовые, чередующиеся с аргиллитами, алевролитами и конгломератами мелкогалечными	180 „
6. Песчаники, алевролиты и аргиллиты серые и зелено-серые, полимиктовые	200 „
7. Песчаники и гравелиты, аркозовые, серые и зеленовато-серые с прослоями голубовато-серых алевролитов и красно-бурых аргиллитов	80 „
Наибольшая мощность 2000—2300 м.	

Верхняя толща, так же как и средняя, палеонтологически не охарактеризована. Возраст ее условно определен как верхнекембрийский на том основании, что она залегает на подстилающих породах с размывом и, кроме того, резко отличается по составу и степени метаморфизма от пород средней и нижней толщ, отнесенных к среднему кембрию.

Таким образом, только эту верхнюю толщу следовало бы в дальнейшем выделять под названием арбатской свиты.

Кембрийские отложения южного склона Западного Саяна характеризуются менее полным разрезом по сравнению с соответствующими отложениями северного склона. Они представлены в основном отложениями чингинской свиты, которые участвуют в строении центральной части Куртушибинского хребта.

Главная роль в разработке стратиграфии кембрийских отложений южного склона Западного Саяна принадлежит А. Г. Сивову, Н. С. Зайцеву, Г. М. Владимирскому, Л. П. Зоненшайну, А. Ф. Адамовичу и др. По данным этих исследователей, в бассейнах рек Урбуни и Золотой чингинская свита представлена (снизу вверх):

1. Толща зеленовато-серых, серых и темно-серых интенсивно рассланцованных туфоконгломератов, туфобрекчий, углистых алевролитов, хлорито-эпидото-альбитовых сланцев, микрокварцитов и зеленокаменно измененных эффузивов с редкими маломощными пластами серых известняков	100 м
2. Толща зеленокаменных грубо рассланцованных эффузивов, представленных диабазовыми порфиритами, спилитами, альбитовыми порфирами, среди которых отмечаются редкие прослои микрокварцитов, туфов, темно-серых сланцев кварцево-углисто-глинистого состава и алевролитов	1200 „
3. Верхние члены нижнекембрийских отложений образованы толщей преимущественно терригенного состава различных темно-серых, серых, зеленовато-серых, грязно-буро-зеленых углисто-кремнистых сланцев, рассланцованных алевролитов, песчаников и туфов с большим количеством прослоев микрокварцитов, мраморизованных, массивных и слоистых известняков и покровами шаровых лав диабазовых порфиритов. В известняках, по данным А. Г. Сивова, по р. Нижнему Карабулуку (правому притоку р. Урбуни) встречены водоросли <i>Osagia</i> sp. <i>Eriphyton</i> sp.	800—1000 „
Общая мощность разреза превышает 3000 м.	

Далее к северо-востоку верхние две толщи чингинской свиты, развитые в бассейнах рек Урбуни и Золотой, по-видимому, сливаются в одну, представленную в бассейне р. Ореш различными вулканогенными образованиями основного состава. На крайнем северо-востоке Куртушибинского хребта, в бассейне р. Амыла, неполный разрез кембрийских отложений (большая часть которых, по-видимому, может быть отнесена к чингинской свите), по данным Г. В. Пинус, представлен

внизу покровами зеленокаменно измененных основных эффузивов (диабазов и диабазовых порфиритов), перемежающихся с горизонтами пирокластических пород и микрокварцитов. Приблизительная их мощность оценивается им более чем в 2 км.

Выше располагаются в основном терригенные породы, представленные различными метаморфическими сланцами: хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, черными и стально-серыми углеродистыми (или углестыми) сланцами, густо пронизанными кристалликами пирита, реже зеленоватыми хлоритизированными песчаниками. Местами среди этих пород появляются невыдержанные по простиранию линзы мраморизованных известняков. Мощность верхней части разреза около 750 м.

Большинство контактов чингинской свиты как на южном, так и на северном склоне тектонические. Установлено лишь, что в бассейне р. Терешкиной на породах чингинской свиты с угловым несогласием залегают конгломераты и песчаники кембро-ордовика, что указывает, по-видимому, на выпадение из разреза в центральной части Куртушибинского антиклинория отложений среднекембрийского возраста.

В центральных частях Западного Саяна известны только условно средне- и верхнекембрийские отложения, выделенные лишь в самое последнее время Г. М. Владимирским, Л. П. Зоненшайном, А. Ф. Адамовичем и др. Они располагаются в пределах крупного прогиба, выполненного кембро-ордовикскими и силурийскими отложениями, где окаймляют их широкими полосами с севера, востока и юга. Нижняя граница их неясна, в большинстве мест она тектоническая; в вышележащие отложения кембро-ордовика они переходят постепенно и дислоцированы с ними согласно, что хорошо видно в разрезе по правому берегу р. Уса, ниже устья р. Сержика.

В восточной части Западного Саяна из-под условно верхнекембрийских сютхольской и ишкинской свит выходит согласно с ними пластующаяся толща, выделенная Л. П. Зоненшайном, Н. Н. Херасковым и др. под названием амыльской свиты.

Амыльская свита на междуречье Уса и Амыла состоит в нижней части из зеленых хлоритовых и хлорит-карбонатных сланцев; верхняя часть сложена рассланцованными зеленокаменными основными эффузивами, превращенными большей частью в «зеленые» сланцы и переслоенными горизонтами мраморов и кварцитов. Общая мощность более 2000 м.

Возраст амыльской свиты условно определяется как средний кембрий на основании ее стратиграфического положения ниже (также условных) верхнекембрийских отложений; не исключено, однако, что свита может включать и верхние горизонты нижнего кембрия.

Условно верхнекембрийские отложения разделяются на две свиты: сютхольскую внизу и ишкинскую сверху.

Сютхольская свита в разрезах по Енисею ниже впадения р. Уса представлена однообразной толщей пльчатых серицит-хлоритовых и хлорит-кварцевых сланцев темно-серого и серо-зеленого цвета, среди которых отмечаются многочисленные прослои метаморфизованных мелкозернистых преимущественно кварцевых песчаников и алевролитов. Песчаники серо-зеленого цвета интенсивно хлоритизированы и эпидотизированы, тонко рассланцованы. Отмечаются линзовидные прослои известняков мощностью до 100—150 м. Общая мощность свиты достигает 2000—3000 м.

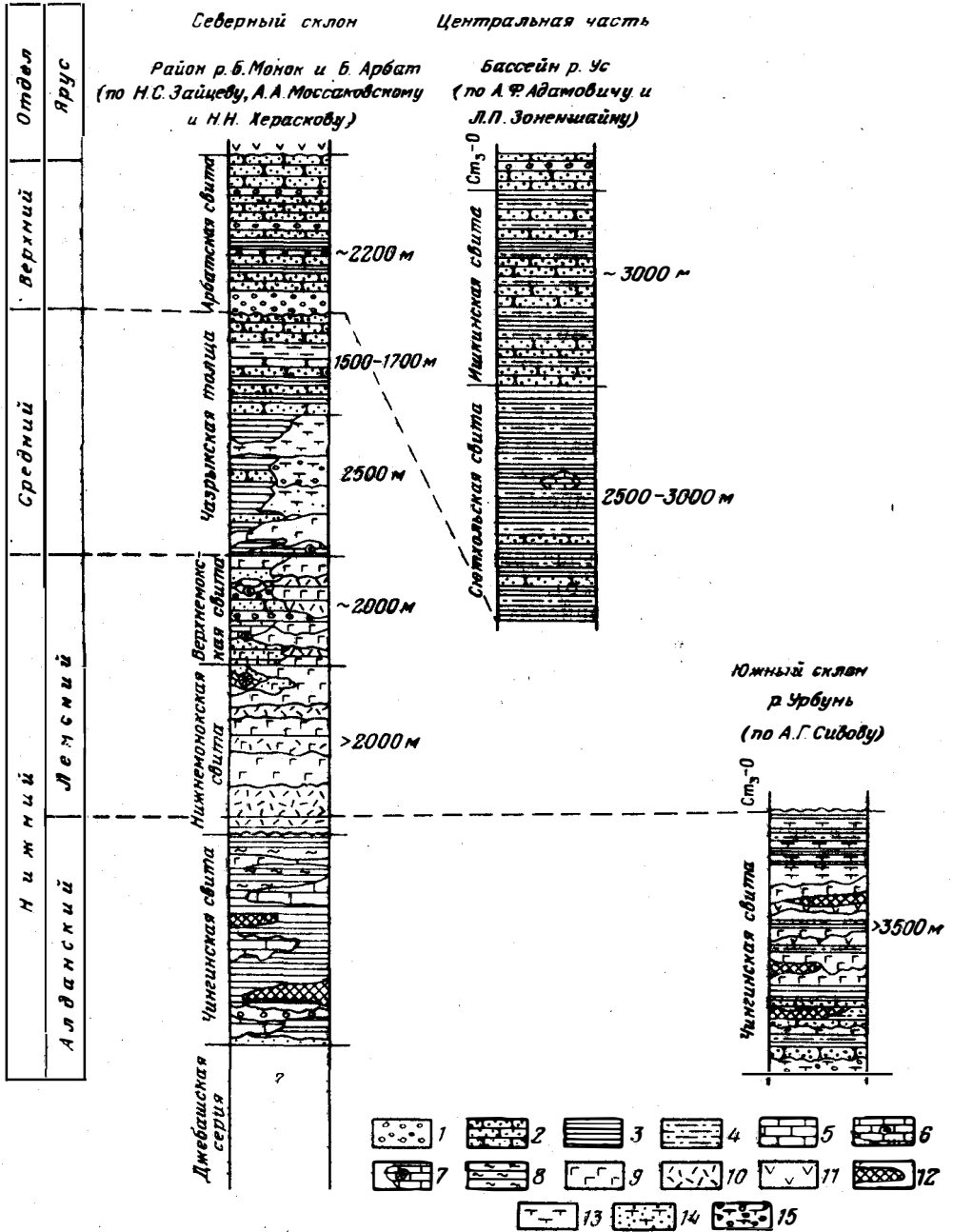


Рис. 26. Схема сопоставления разрезов кембрийских отложений Западного Саяна
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты, глинистые сланцы (в чингинской свите — глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы); 4 — алевролиты; 5 — известняки; 6 — трилобитовая фауна в известняках; 7 — археоциатная фауна в известняках; 8 — углисто-кремнистые сланцы; 9 — эффузивы основного состава (сидериты, диабазы); 10 — эффузивы среднего состава (андезитовые порфириты); 11 — эффузивы основного и среднего состава; 12 — кварциты; 13 — туфы; 14 — туфонесчаники; 15 — конгломераты

Ишкинская свита залегает согласно с сютольской. Она образована в основном мелкозернистыми песчаниками зеленого, серо-зеленого и серого цвета с пачками серо-зеленых и серо-лиловых филлитизированных глинистых сланцев преимущественно в средней части и более редкими прослоями алевролитов и конгломератов. По всей свите рассеяны линзовидные тела мраморизованных известняков. Мощность иштинской свиты около 2000—3000 м.

Примерно такое же строение имеют верхнекембрийские (?) породы в северной полосе, по левобережью Енисея, в бассейне рек Пашкиной и Инь-сун (правого притока р. Кантегира), откуда они протягиваются далее на запад и частично на правобережье Енисея. Описанные породы лишены палеонтологической характеристики, в связи с чем возраст свит устанавливается лишь косвенно и является условным. К верхнему кембрию они отнесены главным образом на основании их согласного залегания с вышележащими отложениями кембро-ордовика. Кроме того, в составе обломочного материала пород этих свит, особенно в сютольской, присутствуют эффузивы и микрокварциты, которые, по-видимому, происходят из чингинской свиты, что указывает на их несомненно более молодой возраст. В то же время породы сютольской и иштинской свит сильнее метаморфизованы, чем кембро-ордовикские отложения.

Из анализов всего вышеприведенного материала можно сделать следующие выводы (рис. 26).

1. Разрез нижнекембрийских отложений в Западном Саяне имеет, так же как и в Восточном, трехчленное строение: внизу залегает чингинская свита, очень плохо охарактеризованная археоциатами, выше — ниже- и верхнемонокские отложения с богатыми остатками археоциат и трилобитов. Первая из этих свит целиком относится к алданскому ярусу нижнего кембрия, вторая и третья — большей частью к ленскому ярусу. Лишь низы нижнемонокской свиты, содержащие местами археоциаты камешковского горизонта, могут частично заходить также и в алданский ярус.

2. Породы всех этих свит распространены в пределах Западного Саяна неравномерно. На северном склоне представлены все свиты; на южном склоне, в Куртушибинском хребте, пока выделяется только одна нижняя; более высокие члены разреза нижнего кембрия известны только на смежной территории Северо-Западной Тувы.

3. Среднекембрийские отложения, палеонтологически доказанные, установлены на северном склоне Западного Саяна, где они распространены на значительной площади между бассейном р. Большой Шуши и левобережными притоками р. Абакана. Их состав хотя и несколько отличен от одновозрастных отложений Восточного Саяна, выделяемых там под названием кизирской свиты, но также в основной массе состоит из вулканогенно-осадочных пород (эффузивы, туфы, терригенные и карбонатные породы). Следует отметить, что граница между нижним и средним кембрием в Западном Саяне, насколько позволяют судить имеющиеся материалы, по-видимому, постепенная. В Восточном Саяне она также проводится внутри кизирской свиты.

4. Условный верхний кембрий широко распространен во внутренних частях сложной системы Западного Саяна, а именно по бортам Центрально-Саянского (Усинского) синклинория. На северном склоне к нему относятся только верхи описанного разреза (выше чазрыкской свиты), которые и принято считать собственно арбатской свитой.

ОБЩАЯ СВОДКА

Подводя итоги изучению стратиграфии кембрия, необходимо подчеркнуть следующие особенности его строения.

Кембрийские отложения развиты очень широко и представлены всеми тремя отделами. На большей части этой огромной территории и, в частности, на всей Сибирской платформе они залегают трансгрессивно и несогласно на подстилающих отложениях. Исключением являются западный и южный склоны Анабарской антеклизы, где местами, по-видимому, наблюдается согласное налегание кембрия на так называемый рифейский (или синийский) комплекс, а также район Чадобецкого поднятия, где с видимым согласием, но с явным стратиграфическим перерывом кембрийские отложения покрывают породы рифейского (верхнедокембрийского) возраста (Зайцев, 1954).

Южнее, в пределах Восточного Саяна, в Манском прогибе¹, с его эпиконтинентальными платформенными формациями, кембрий также резко трансгрессивно и с угловым несогласием ложится на разновозрастные толщи пород докембрия. Еще южнее в складчатых структурах каледонского возраста нормальных соотношений кембрия с докембрием нигде не наблюдается. На геологических картах между ними чаще всего показывают тектонические контакты. Однако на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в районах Батеневского кряжа, Уленя, Карыша, в бассейне р. Камышты и т. д. нижние части мощных и сравнительно однородных карбонатных свит относятся многими исследователями к верхнему докембрию (риффею), тогда как верхние их части отнесены к кембрию. Этим допускается возможность постепенного перехода рифея в кембрий. Такие соотношения не исключены и в других местах каледонид.

Верхняя граница кембрия, или точнее граница между верхним кембрием и ордовиком, на платформе (где развит только достоверный верхний кембрий) всюду постепенная и проходит в литологически сходных породах; она проводится в них по появлению фауны устькутского яруса, с которого начинается ордовик.

Очень резкий рубеж, отображающий крупные тектонические события, вслед за которыми последовали крупные перерывы в осадконакоплении и, как следствие отсюда, смена условий седиментации (рис. 27, 28), приходится на конец среднего — начало верхнего кембрия. На западной окраине платформы из разреза соответственно выпадает значительная часть среднего кембрия и низы верхнего. При этом средний кембрий выпадает не только вследствие предверхоленского (верхнекембрийского) размыва, но, вероятно, и потому, что в это время здесь не происходило осадконакопления вообще (Зайцев, 1954).

В Енисейском поднятии среднекембрийские отложения целиком отсутствуют. К востоку от него, в нижнем течении Ангары, средний кембрий представлен низами амгинского яруса.

В расположенных южнее складчатых областях каледонид среднекембрийские отложения распространены также сравнительно широко, причем среди них палеонтологически доказаны главным образом нижние горизонты — известняки с фауной зоны *Paradoxides oelandicus* в Ба-

¹ Этот прогиб, очевидно, правильнее относить к платформенным структурам, а не к многоэпиконтинентальным, как это делают некоторые исследователи (Хоментовский и др., 1957).

тневском кряже и на восточном склоне Кузнецкого Алатау; верх торгашинской свиты в нижнем течении р. Базаихи в Восточном Саяне; известняки с фауной *Tonkinella* sp., *Olenoides* sp. и др. в бассейне рек Сисима, Сыды и Шуши — в Восточном Саяне; известняки с *Agnostidae*, *Olenoides* sp. и др. в бассейне рч. Чазрыка — кл. Бабака на северном

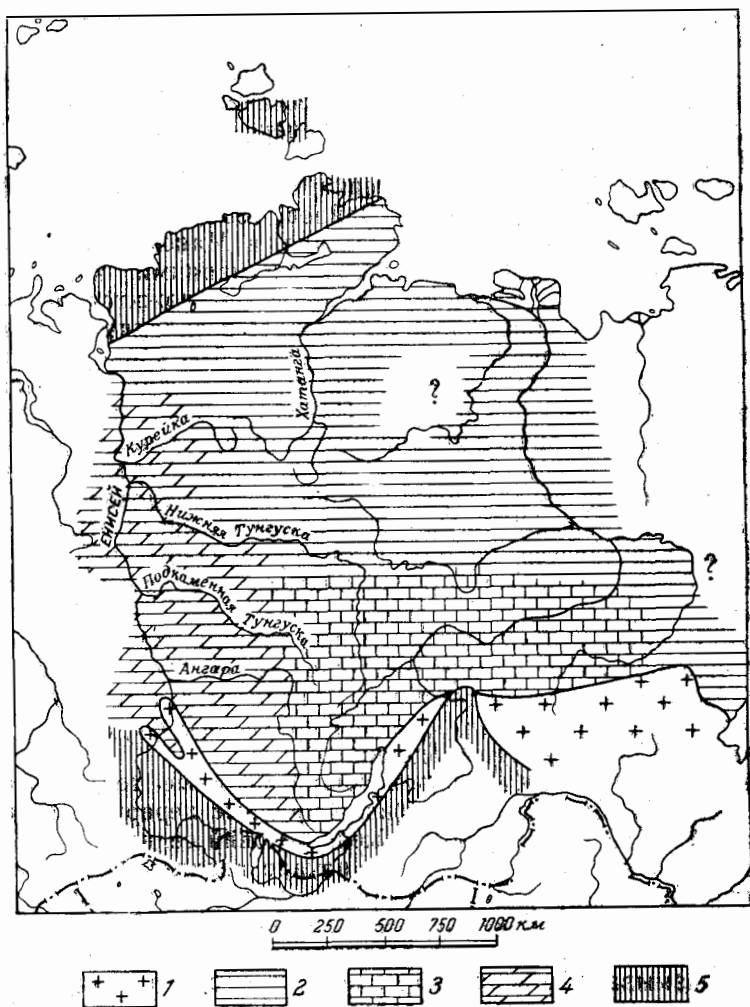


Рис. 27. Палеогеография Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей в нижнекембрийскую эпоху во время максимальной трансгрессии (середина лешского века) (составил Н. С. Зайцев)

1 — выступы суши; 2 — платформенное море; 3 — преимущественно известняки; 4 — преимущественно доломиты и мергели частью красноцветные; 5 — геосинклинальное море

склоне Западного Саяна и в некоторых других местах. Более высокие горизонты среднего кембрия, развитые в Восточном Саяне в нижнем течении р. Казыра, в Батеневском кряже (бекикульская свита) и в некоторых других местах Кузнецкого Алатау представлены преимущест-

венно терригенными и туфовыми образованиями; фауны в них пока не найдено и поэтому их возрастной диапазон точно не выяснен. Есть основание думать, что самых верхов среднего кембрия они не захватывают.

Верхний кембрий на большей части территории каледонид не обнаружен. Только в Западном Саяне породы этого возраста, очевидно,

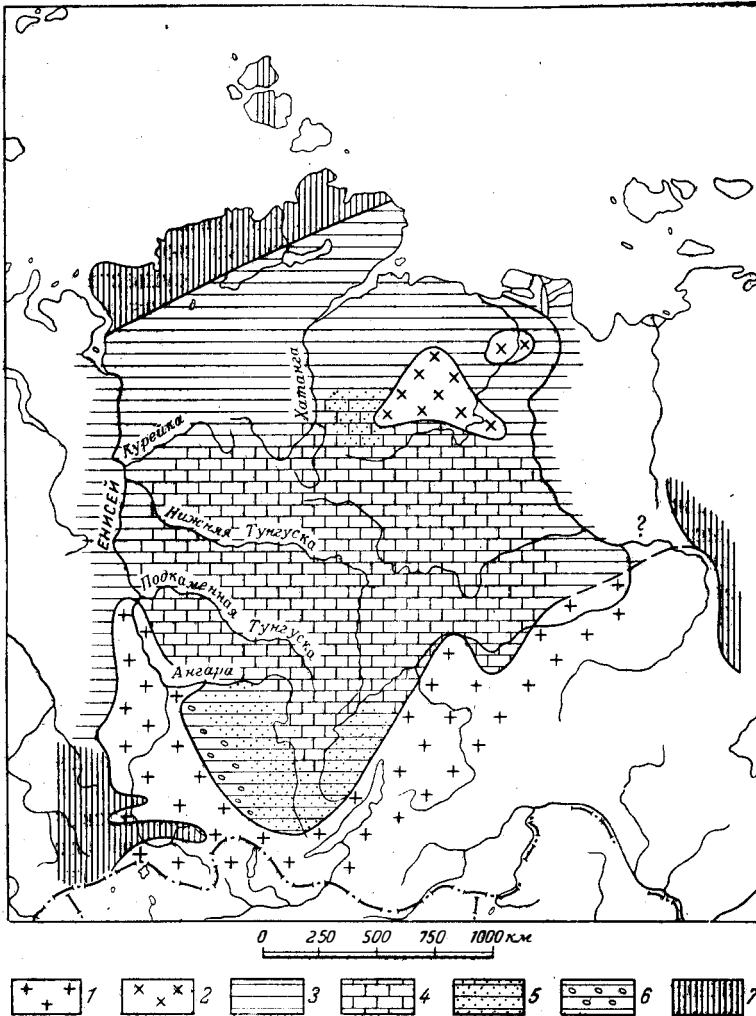


Рис. 28. Палеогеография Сибирской платформы и примыкающих складчатых областей в начале среднего кембрия (составил Н. С. Зайцев)

- 1 — суша; 2 — вероятные подводные мелководья и острова; 3 — платформенное море; 4 — преимущественно карбонатные породы (доломиты и известняки); 5 — песчаниковые и алевролитовые породы; 6 — конгломераты и песчаники; 7 — геосинклинальное море

развиты сравнительно широко. На южном склоне Западного Саяна к ним, по-видимому, относятся урская (Л. П. Зоненшайн) и сютхольская (Г. М. Владимирский) свиты, на северном, возможно, какая-то часть описываемого А. Г. Сивовым арбатского комплекса.

Стратиграфия кембрия складчатых областей, как уже указывалось, изучена еще весьма слабо и далеко не равномерно. Выявлены лишь общие черты ее и выделены крупные, в большинстве случаев до яруса, подразделения, тогда как расчленение кембрия на более мелкие стратиграфические единицы — горизонты и зоны — еще только намечено. Это обусловлено, с одной стороны, недостаточной геологической изученностью этих областей, а с другой — сложностью строения кембрийских отложений и относительной редкостью нахождения в них фауны. Среди последней чаще всего в карбонатных породах кембрия встречаются археоциаты, реже трилобиты. Поэтому до последнего времени возраст пород определялся главным образом на основании археоциат, вертикальное распространение которых не было достаточно хорошо известно.

Предпринятые в этом отношении исследования Н. В. Покровской, И. Т. Журавлевой, Н. С. Зайцева и некоторых других показали, что подавляющее большинство семейств археоциат существовало только в нижнем кембрии и, как полагают Н. В. Покровская и Н. С. Зайцев, границ нижнего и среднего кембрия не переходят. По мнению И. Т. Журавлевой, в низах среднего кембрия, возможно, могут встречаться только очень редкие и немногие вымирающие представители этой фауны. Такие взгляды на возраст археоциатовой фауны подтвердились дальнейшими работами, и поэтому многие отложения, которые ранее считались среднекембрийскими, в настоящее время индексируются здесь как нижний кембрий. Однако эти взгляды нашли отражение еще не у всех исследователей, и поэтому в приведенных выше очерках нет единой выдержанной схемы индексировки возраста пород. Это относится прежде всего к очерку по Восточному Саяну.

Для Западного Саяна можно считать установленной следующую общую схему стратиграфии кембрия (снизу вверх).

Нижний кембрий: 1) чингинская свита (этой свите необходимо дать новое название, так как на рч. Чинге она не была найдена; предложено именовать ее эжимской по названию р. Эжима, где свита хорошо представлена); 2) нижнемонокская свита; 3) верхнемонокская свита.

Средний кембрий: чазрыкская, или бабаковская, свита.

Верхний кембрий (?): турунташская свита (по названию рч. Турунташа, правого притока р. Табата). Последняя является нижней частью арбатского комплекса.

Стратиграфически из перечисленных свит нижняя (чингинская), вероятно, соответствует алданскому ярусу, нижняя и верхняя монокские — ленскому ярусу нижнего кембрия, а чазрыкская (бабаковская) свита — какой-то части амгинского яруса среднего кембрия. Турунташская свита к верхнему кембрию может быть отнесена пока условно.

Примерно те же стратиграфические подразделения можно выделить и в пределах каледонской (геосинклинальной) части Восточного Саяна. Низы разреза, относящиеся к алданскому ярусу, представлены здесь в основном эффузивно-осадочными, в различных частях сильно метаморфизованными породами. Среди последних развиты эффузивы спилито-кератофировой формации, их производные в виде туфолов, туфов, туфобрекчий, туфопесчаников, а также осадочные и осадочно-вулканогенные породы: различные метаморфические сланцы (филлитовые, хлоритовые, хлорит-серицитовые, кремнистые, кремнисто-глинистые), песчаники, конгломераты, а также линзы и более или менее мощные про-

слои известняков часто рифогенного происхождения. Соотношения между отдельными частями разреза, так же как и их мощность, в разных районах различные. В целом эти отложения известны под названием казырской, граувакковой, моломской, сорхойской и других свит.

В широко известном опорном разрезе Восточного Саяна у д. Камешки к отложениям алданского яруса, очевидно, должна быть отнесена очень мощная толща преимущественно основных эффузивов (порфириты, диабазы и др.) и кварцитов, подстилающая массивные известняки с археоциатовой фауной так называемого нижнекамешковского горизонта. Характерно, что большинством исследователей эти эффузивы вообще не были включены в состав кембрийских пород. В результате совместных наблюдений, произведенных в этом районе Н. С. Зайцевым, Б. Н. Красильниковым, Д. И. Мусатовым, А. А. Моссаковским и А. П. Щегловым в 1957 г., установлено, что на эффузивную толщу здесь согласно налегают карбонатные породы, в том числе и вышеупомянутые археоциатовые известняки.

Породы, относящиеся к ленскому ярусу (низами, возможно, частично уходящие и в верхи алданского; например, низы карбонатной свиты в разрезе у д. Камешки), в рассматриваемой части Восточного Саяна представлены главным образом карбонатными образованиями; другие породы: кислые и основные эффузивы и их туфы, глинистые сланцы и песчаники, — резко им подчинены. Благодаря обилию находок среди них трилобитовой и археоциатовой фауны (д. Камешки, р. Балахтисон, гора Уяр, с. Ирджа и др.) возраст определяется в пределах самых верхов алданского и почти всего ленского яруса (до кетеменского горизонта включительно).

Вышележащие отложения кембрия в Восточном Саяне сложены главным образом вулканогенными породами (порфириты, диабазы, местами спилиты, туфы, туфобрекчии, горизонты кислых эффузивов — порфириты, фельзиты) и частично осадочными (глинистые сланцы, известняки, песчаники). Эти отложения выделяются под названиями татарской, кизирской, вулканогенной и других свит. По возрасту они относятся к самым верхам ленского яруса (обручевский, или еланский, горизонт) и низам среднего кембрия (кл. Лодочный в Тубино-Сисимском синклинии). Среднекембрийские отложения известны также и в других местах, например южнее с. Белоярского, в районе деревень Моисеевки, Шиловки и Камешки.

Таким образом, в целом по Восточному Саяну в Тубино-Сисимском, Кизир-Казырском и Сорхойском синклиниях отложения кембрия (нижнего и местами среднего) литологически подразделяются на три крупные комплекса, в составе которых можно выделить несколько свит. Такое трехчленное строение кембрия впервые было отмечено А. Я. Булытниковым в 1926 г. Оно достаточно четко прослеживается в ряде разрезов.

Кембрий восточного склона Кузнецкого Алатау, который по преобладанию карбонатных пород резко отличен от кембрия Западного Саяна, стратиграфически, особенно для Батеневского кряжа, расчленен наиболее детально (табл. 5). Для алданского яруса здесь характерны водоросли; ленский ярус подразделяется на несколько горизонтов по трилобитам и археоциатам; в среднем кембрии по трилобитам выделяются самые нижние его зоны. Однако, несмотря на различия в строении кембрийских отложений, они могут быть сопоставимы с кембрием других частей каледонид.

Схема сопоставления стратиграфических разрезов
(составил

Система		Кембрий				Сибирская плат			
Огдел	Ярус	Верхний	Средний	Нижний	Горизонт	Полуостров Таймыр	Северо-восточная окраина Енисейского края (бассейн рек Чапы, Теи, Лебяжьей)	Канско-Ангарская впадина (низовья р. Ангары)	Туруханское поднятие (бассейн рек Нижней и Сухой Тунгусок)
						Глинистые сланцы с прослоями известняков с фауной трилобитов. До 250 м		Верхоленская свита. До 800—1000 м	Покосная свита (нижняя часть) Мергели, доломиты. До 100 м
						Темные и серые известняки и черные глинистые сланцы с трилобитами, брахиоподами и гастроподами. 200—400 м		Перерыв	Перерыв
								Зеледеевская свита. До 170 м	
								Перерыв	
						Карбонатные и глинисто-песчанисто-сланцевые породы. До 1000 м	Лебяжинская свита Карбонатные породы. 1000—1200 м	Агалевская свита Известняки, доломиты, мергели. 200—300 м	Костинская свита Доломиты, известняки. До 1000 м
								Климинская свита Известняки, доломиты. 400—500 м	
						Карбонатная толща с фауной брахиопод, гастропод и трилобитов; в основании конгломераты. 150 м	Чапинская свита. Песчаники, кварциты, алевролиты; в основании, вороговские, конгломераты. 1000—3500 м	Терригенный комплекс Песчаники, алевролиты, мергели. До 1700 м	Платоновская свита Карбонатные породы. 300—350 м
Докембрий					Верхний докембрий	Верхний докембрий	Верхний докембрий	Верхний докембрий	Верхний докембрий

кембрийских отложений
Н. С. Зайцев)

Ф о р м а	Восточный Саян		Восточный склон Кузнецкого Алатау (Батеневский кряж)	Западный Саян (северный склон)
	Манский прогиб (бассейн р. Базаихи)	Казыр-Кизирский синклинорий (бассейн рек Казыра и Кизира)		
Западный склон Анабарской антеклизы (бассейн рек Мойеро, Котуя и др.)				
Зеленоцветные известняки и мергели—внизу; пестроцветные известняки и доломиты—вверху. 300—400 м	Нарвская свита (?) Конгломераты, песчаники. 500—600 м			Арбатская свита Конгломераты, песчаники, алевролиты. До 2000 м
Кындынская свита Доломиты, доломитистые известняки. 800—1000 м	Перерыв		Карасукская свита Преимущественно известняки, реже туфоконгломераты и туфопесчаники с фауной трилобитов. 400—600 м	Перерыв Нижняя и средняя чазрыкские толщи Сланцы, эффузивы, линзы известняков, песчаники. 3000—4000 м
Устькотуйканская свита (алданский и ленский ярусы нерасчлененные) Пестроцветные известняки, доломиты, мергели. 270—340 м	Торгашинская свита с археоциатами и трилобитами. До 1200 м	Кизирская туфогенноосадочная свита. Более 1000 м	Большеербинская (усинская + сыйская свиты) Светлые и темные известняки с трилобитами в нижней части; порфириды, туфоконгломераты, песчаники, известняки в верхней части. До 2000 м	Возможен перерыв Верхняя часть верхнемонокской свиты. Нижняя половина верхнемонокской свиты с фауной санаштыкгольского горизонта. 1700 м
	Базаихская подсвита с археоциатами камешковского горизонта. 60—80 м	Карбонатносланцевая (таятская, карбонатная и др.) 700—1500 м и более	Енисейская (балыксинская) свита Известняки светлые и черные, частью доломиты и кремнистые сланцы. Остатки водорослей. Более 3000 м	Нижнемонокская свита Основные и кислые эффузивы, кремнистые сланцы, известняки. 2000—2500 м
Верхний докембрий	Докембрий	Верхний докембрий	Верхний докембрий	Верхний докембрий

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения ордовикской системы в пределах Красноярского края распространены преимущественно в северной части. На Таймырском полуострове они вытянуты почти непрерывной лентой северо-восточного простирания к югу от полосы распространения кембрийских отложений, занимающая здесь «срединную часть складчатой области между Пясинским заливом и побережьем моря Лаптевых».

На Сибирской платформе ордовикские отложения слагают оба борта Тунгусской синеклизы. На западе синеклизы они прослеживаются с некоторыми перерывами от Норильского района до подножия северо-восточного склона Восточного Саяна; на востоке — по западной окраине Анабарской антеклизы.

В складчатой структуре каледонид юга края ордовикские отложения достоверно установлены только в Западном Саяне.

Первые работы по изучению стратиграфии ордовикских отложений связаны с именами И. А. Лопатина (1866, 1878), С. В. Обручева (1932, 1933), Н. Н. Урванцева (1931), И. К. Баженова (20-е и 30-е годы текущего столетия) и др. Позднее для севера и платформенных областей в изучении ордовикских отложений большую роль сыграли исследования В. П. Тебенкова (1937), Г. Г. Моора (1942, 1947), В. П. Маслова (1934), А. А. Предтеченского (1939), М. М. Одинцова (1937, 1954), Ф. Г. Маркова (1945), Г. И. Кириченко (1950) и многих других, а для Западного Саяна — А. Г. Сивова (1940). Однако региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений разработана в настоящее время только для Сибирской платформы, где за последние годы были проведены большие площадные геологосъемочные работы, а также специальные тематические исследования по изучению ордовикской фауны (А. Ф. Абушик, А. Е. Иванова, В. А. Иванова, О. Н. Андреева, В. В. Меннер, Б. С. Соколов, О. И. Никифорова).

О. И. Никифорова (1955, 1956) предложила следующую схему расчленения ордовикских отложений для Сибирской платформы. Впервые, ордовик, ранее считавшийся нижним отделом силурийской системы, ею выделен в самостоятельную систему, которую она разделила на три отдела: нижний, средний и верхний. В первом из них она выделяет (снизу вверх): устькутский и чуньский ярусы; в среднем — криво-луцкий и мангазейский и, наконец, в верхнем ордовике — один долборский ярус.

Стратиграфическое расчленение ордовикских отложений для всей рассматриваемой территории, включая и Сибирскую платформу, ранее в основном проводилось по литологическим признакам, причем для разных районов в них выделялось различное количество свит. Из-за отсутствия находок фауны по многим районам литологический принцип расчленения ордовикской толщи сохранился и до сих пор. В частности, для всей системы Западного Саяна (исключая северо-западные районы Тувы) все деление довольно однообразного мощного комплекса пород ордовика производится по литологическим и другим малонадежным данным.

Таким образом, стратиграфической схемы, основанной на корреляции разрезов по органическим остаткам, для ордовика геосинклинальных районов Красноярского края еще пока нет.

На территории северо-западных областей Тувы в породах ордовика известна довольно многочисленная фауна, впервые найденная на северо-востоке (в бассейне Бий-Хема) в 1945—1946 гг. А. А. Предтеченским, а затем — более обильная в 1947 г. в Уюкской впадине Г. А. Кудрявцевым. Позднее ордовикская фауна была открыта и в ряде других мест (Зайцев, 1948, 1955; Коростин, 1951—1952; Евстрахин и Тепляков, 1953—1954 гг.; Благодрагов и Лиховицкий, 1955 г.; Владимирская, 1956 г. и др.).

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Со времени исследований Н. Н. Урванцева (1931) известно, что в геологическом строении Таймырской складчатой области существенную роль играют как силурийские, так и ордовикские отложения. Последующими работами это положение подтвердилось.

Отложения ордовикской системы в пределах Таймырской области достаточно широко распространены. Они слагают отдельные разобщенные участки различной протяженности и конфигурации в средней части складчатой области. В зоне сопряжения верхнепалеозойского сводового поднятия и верхнепалеозойской геосинклинали их выходы констатированы на всем протяжении от Енисейского залива до побережья моря Лаптевых, а также в южной части п-ова Челюскин.

За отсутствием достаточного палеонтологического материала пока не представляется возможным повсюду выделить ярусы в ордовикских отложениях. Они устанавливаются более надежно по остаткам граптолитовой фауны в сланцах, развитых преимущественно в северной зоне площади развития пород ордовика, к югу от которой распространены главным образом карбонатные породы с брахиоподами, кораллами и трилобитами.

На п-ове Челюскин ордовикские отложения прорываются мощной гранитной интрузией среднепалеозойского возраста, а в районе истоков р. Верхней Таймыры они пронизаны мелкими интрузиями и дайками раннемезозойских субщелочных гранитоидов.

По данным Ю. Е. Погребницкого и Г. Э. Грикурова, на водоразделе рек Хутуда-Бига и Бинюда ордовикские отложения представлены толщей мощностью около 500 м зеленовато-серых рассланцованных полевошпатово-кварцевых мелкозернистых песчаников, чередующихся с доломитизированными известняками и глинистыми сланцами. В таких же породах, обнажающихся в более восточных участках, выявлены остатки граптолитов трех отделов ордовика. Аналогичным литологическим строением обладает разрез ордовикских отложений на южном побережье Пясинского залива, где они залегают в ядре Карского антиклинория, подстилая согласно силурийские породы.

В 1957 г. В. А. Черепановым впервые было установлено присутствие ордовикских отложений в районе верхнего течения р. Ленивой. По его представлениям, к нижнему ордовика следует относить глинистые известняки с известково-глинистыми сланцами мощностью до 750 м, непосредственно подстилающие толщу черных глинистых сланцев и содержащие остатки граптолитов среднего и верхнего ордовика. По заключению А. М. Обути, в сланцах имеются следующие формы граптолитов: *Diplograptus* sp., *Isograptus* sp., *Didymograptus* sp., *Loganograptus* ex gr. *logani* (Hall.) *Climacograptus* sp. Тут же находились многочисленные остатки птеропод. Мощность средне- и верхнеордовикских отложений 150 м.

Более мощная толща карбонатных пород ордовика обнажается в бассейне верхнего и среднего течений р. Тарей и в районе истоков рек Ленивой, Шренка и Верхней Таймыры. Она слагается светло- и темно-серыми, местами различно окрашенными толстослоистыми и массивными известняками, доломитизированными известняками и отчасти доломитами, иногда чередующимися с пачками известково-глинистых и глинистых сланцев. Местами карбонатные породы заключают тонкие прослой и линзы кремнистых стяжений либо тонкую примесь песчаного материала. По данным В. И. Тычинского и С. М. Тильмана (1949), мощность ордовикских отложений в этом районе достигает 1500 м. В них обнаружены остатки фауны, которые, согласно определению М. А. Болховитиновой, представлены следующими формами: кораллы *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.) var. *simplex* Tchern., *Alveolites crassispinus* var. *minimus* Sok., *Columnaria alveolata* Goldf.; иглокожие *Cystoidea* sp. indet.; мшанки *Phylloporina* aff. *reticulata* Ulr. и *Rhynchidictya* sp. Из брахиопод были установлены *Rafinesquina* cf. *umbella* (Salt.) и *Skenidium* cf. *comptum* (Salt.) (определения А. С. Сокольской). Помимо того, обнаружены остатки *Dascycladacea* из группы зеленых водорослей и *Girovanella* из группы сине-зеленых водорослей.

В отложениях ордовика, прослеживаемых по правобережью среднего и нижнего течения р. Шренка, наблюдается увеличение терригенного материала в общей массе карбонатных пород. По данным С. М. Тильмана и Л. С. Пузанова (1950), ордовикские отложения представлены здесь преимущественно глинистыми и песчанистыми известняками, среди которых наблюдаются прослой и мощные пачки (до 100—150 м) черных глинистых и известково-глинистых песчаников и алевролитов. Отложения содержат остатки трилобитов *Basilicus* sp., *Trinucleus* sp., *Tretaspis* cf. *buclandi* (Вагг.), которые, по заключению Г. Г. Ильиной, присущи лландейльскому и карадокскому ярусам. Здесь найдены остатки брахиопод *Rafinesquina* sp., неопределимых гастропод и кораллов. Ордовикские отложения лежат на частично размытых конгломератовидных известняках верхнего кембрия (?) и отделяются горизонтом песчанистых известняков от фаунистически охарактеризованных силурийских отложений. Мощность ордовика здесь около 1000 м.

По правобережью и в долине среднего течения р. Нижней Таймыры литология ордовикских отложений несколько изменяется за счет уменьшения терригенных осадков. Толща ордовикских отложений мощностью 800—900 м сложена темно-серыми и серыми, толсто- и тонкослоистыми известняками с тонкими пачками и прослоями темных глинистых и известково-глинистых сланцев и серых известковистых песчаников. В верхней части разреза имеются отдельные тонкие пласты доломитизированных известняков и мергелей. Из коллекций органических остатков, привезенной А. В. Щербаковым (1952) с участка устья р. Броды, Б. С. Соколовым были определены следующие кораллы: *Palaeohalysites minimus* Tchern., *P. ex gr. pulchelus* Wilson, *P. ex charoides* Lam., *P. scherbakovi* Sok., *Liopora* cf. *goldfussi* Bill., *Cyrtophyllum* ex gr. *lambei* (Schuch.) *Streptelasma* sp. и *Columnaria* sp., В. А. Востоковой установлены гастроподы *Lesueurilla mathiasseni* Teichert и *Maclurina manitobensis* Whin.

По направлению к северо-востоку от вышеуказанного района отмечается последовательное увеличение количества глинистых пород в составе ордовикских отложений. Так, в районе верховьев рек Траутфет-

тера, Ленинградской, Жданова, Северной и Ньюкараку-Тари широко развиты черные и серые глинистые и известково-глинистые сланцы, заключающие пачки и отдельные пласты тонко- и среднеслоистых, реже толстослоистых, чистых и глинистых известняков. Иногда породы обогащены углистым пигментом, а в сланцах встречаются мелкие зерна и отдельные стяжения пирита. Они залегают согласно либо на частично размытых породах кембрия. Верхняя стратиграфическая граница их определяется достаточно четко по смене фаунистических комплексов. Здесь имеются отложения тремадокского, аренигского, лландейльского и карадокского ярусов. Выделение ярусов основано главным образом на остатках граптолитов. Согласно заключению А. М. Обути, в коллекциях, привезенных М. Н. Злобиным (1951, 1952), М. Г. Равичем и Ф. И. Ивановым (1951), имеются остатки граптолита *Dictyonema* ex gr. *flabelliforme* (Eichw.), характерного для тремадокского яруса. Наличие отложений аренигского яруса определено по остаткам граптолитов *Isograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Didymograptus* sp., *Petrograptus* ex gr. *ammi* Elles et Wood. Отложения лландейльского яруса содержат остатки *Dicranograptus* ex gr. *ramosus* (Hall), *Leptograptus* sp., *Glossograptus* sp., а карадокские отложения — остатки *Orthograptus* ex gr. *pageanus* Lapw., *Orthograptus* ex gr. *truncatus* Lapw., *Dicranograptus* sp., *Dicellograptus* sp., *Climacograptus* sp. и *Glossograptus* sp. В районе истоков р. Ленинградской М. Н. Злобиным (1952) также были обнаружены остатки трилобитов *Cheirurus ingricus* Schmidt в отложениях карадокского яруса.

Мощность ордовикских отложений 600—1500 м.

Севернее этого района, в бассейне р. Широкой, в составе ордовикских отложений отмечается еще большее количество терригенного материала. По данным Л. Д. Мирошниковой и М. Г. Равича (1950), ордовикские отложения здесь имеют мощность более 1500 м. Они лежат согласно, а иногда располагаются и на частично размытых подстилающих породах. Низы разреза представлены светло- и темно-серыми, несколько мраморизованными тонкослоистыми известняками, в основании которых наблюдались линзовидные прослои алевролитовых и песчаных сланцев. Вверху известняки несколько обогащены глинистым материалом, а иногда содержат тонкие прослойки глинистых сланцев. Они отнесены условно к лландейло-аренигу. Выше залегают темно-серые глинистые и песчано-глинистые сланцы с прослоями мелкогалечникового конгломерата. Затем в разрезе среди сланцев появляются прослои известняков. Отсюда были собраны остатки граптолитов, среди которых А. М. Обутом были определены лландейльские формы *Glyptograptus* ex gr. *teretiusculus* (Hising.), *Climacograptus* sp., *C. aff. scalaris* var. *miserabilis* El. et F.

Сланцевая толща согласно перекрывается желтоватыми и светло-серыми массивными и слоистыми мраморизованными известняками с прослоями известковистых песчано-глинистых и песчаных сланцев в верхней и нижней частях толщи. Мощность их 400—500 м. Карбонатная толща отнесена к лландейло-карадоку, так как она располагается между фаунистически охарактеризованными отложениями лландейльского и лландоверского ярусов.

Несколько восточнее вышеуказанных районов, в бассейнах рек Преградной и Клюевки, преобладающими породами в разрезе ордовикских отложений вновь становятся разнообразные известняки. М. Н. Злобин (1953) отмечает, что в районе р. Преградной породы ордовикской

системы залегают, по всей вероятности, несогласно на отложениях кембрия.

К тремадокскому ярусу условно отнесена толща серых и темно-серых средне- и тонкослоистых известняков с прослоями черных глинистых сланцев в средней части разреза. Мощность тремадокских отложений 450—500 м. В аналогичных породах в бассейне р. Большой Коралловой были найдены остатки граптолита *Dictyonema* ex gr. *flabelliforme* (Eichw.).

К отложениям аренигского яруса также условно отнесена толща черных известково-глинистых сланцев, перемежающихся в нижней части разреза с темно-серыми битуминозными известняками мощностью 450—550 м.

Отложения лландейльского яруса характеризуются известково-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями и пачками черных и темно-серых известняков в самой нижней и верхней частях разреза. Из граптолитов А. М. Обутом установлены формы *Dicelograptus* ex gr. *caduceus* Lagw., *Glossograptus hinckii* (Норк.) и *Glyptograptus* sp., а Е. Л. Балашовой определены трилобиты *Isotelus fieldi* Raymond, *Pterygomotopus gracilens* Raymond, *Remopleurides* sp., *Illaenus laevirus* Raymond, *I. marginalis* Raymond и *Ampyx* sp. По заключению О. Н. Андреевой, брахиоподы представлены формами *Rafinesquina* sp. и *Apomatella* sp., а из гастропод В. А. Востоковой обнаружены остатки *Throchonema* sp. Мощность лландейльских отложений 500—650 м.

Лландейльские отложения сменяются толщей нерасчлененных отложений лландейльского и карадокского ярусов, представленной в основном разнообразными органогенными известняками, среди которых в нижней и средней частях разреза наблюдаются редкие прослои и линзы известково-глинистых сланцев. Породы содержат остатки брахиопод *Mimella panna* Andr., *Rafinesquina* sp., *Camarotoechia* sp., гастропод *Maclurites biysbyi* Hall, *M. logani* Salt, *M. cincatus* Whitf. и *M. crassus* Ulr. et Scof.; головоногих *Tripteroceras planoconvexum* (Hall), *Ormoceras* cf. *covingtonense* Foerste et Teichert, *Beloitoceras* cf. *plebeum* (Hall), *Armenoceras madisonense* Foerste et Teichert, *Endoceras manitobense* Foerste, *Steroplasmoceras pseudo-septatum* Grabau. (определения З. Г. Балашова); трилобитов *Isotelus remigium* Eichw., *I. marginalis* Raymond, *Pterygomotopus gracilis* Raymond, *Monoracos* cf. *magnus* Kraus, *Ampyx sergunkovae* Weber и *Illaenus* sp. Мощность лландейло-карадокских отложений 1000—1300 м. Они согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными породами ландоверского яруса.

Общая мощность ордовикских отложений в бассейне р. Преградной достигает 2400—3000 м, т. е. она значительно больше, чем в других районах Таймырской складчатой области.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Западная окраина

Первые данные об ордовикских и силурийских отложениях на западе Сибирской платформы относятся ко второй половине прошлого столетия и связаны с работами И. А. Лопатина, А. Л. Чекановского, П. К. Яворовского и других исследователей. Более детальное описание впервые дал им С. В. Обручев (1932—1933) в результате своих иссле-

дований в Тунгусском бассейне. Стратиграфия ордовика и силура была разработана, тем не менее, совсем недавно — в течение последних 15—20 лет, главным образом благодаря трудам М. М. Одинцова (1937, 1954), Г. Г. Моора (1942, 1947) и Н. Н. Урванцева, А. А. Предтеченского, Г. И. Кириченко (1950) и В. П. Тебенькова (1937), В. П. Маслова (1934, 1954), Ф. Г. Маркова (1945), Г. Ф. Лунгерсгаузена, О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой, М. Н. Благовещенской, А. Ф. Абушик, В. В. Меннера, Е. А. Ивановой и ряда других и особенно благодаря исследованиям О. И. Никифоровой (1955, 1956), предложившей современную стратиграфическую схему ордовика и силура.

Ордовикские отложения на дневной поверхности прослеживаются по западной окраине платформы почти непрерывно, начиная от северо-западной оконечности Восточного Саяна и до Норильского района. Как и на остальной части платформы, они представлены здесь разнофациальными породами, среди которых присутствуют карбонатные, терригенно-карбонатные, глинистые, глинисто-сланцевые и песчанниковые, а на юге — по левобережью р. Ангары — в основном более грубые терригенные породы. Во всех районах отложения ордовика охарактеризованы фауной достаточно богато, на основании чего и произведено их дробное расчленение.

Ордовикские отложения связаны постепенными переходами с подстилающими их верхнекембрийскими, что прекрасно видно во всех разрезах к северу от бассейна р. Ангары.

В Присаянской и Приенисейской же частях площади распространения ордовика между ним и верхним кембрием наблюдается более резкая граница. Здесь, как правило, в основании ордовикских отложений залегают конгломераты, а в вышележащей части разреза преобладают обломочные породы, среди которых карбонатные играют подчиненную роль.

По схеме О. И. Никифоровой (1955, 1956) ордовик делится на три отдела и пять ярусов. Наиболее полный разрез этой толщи описан ею на р. Подкаменной Тунгуске.

Здесь, в составе нижнего ордовика ею выделяются два яруса — устькутский внизу и чуньский вверху, объединяющие три свиты (снизу вверх): турамскую, пролетарскую и чуньскую¹ общей мощностью 150—200 м. Литология пород этих свит на основании работ Г. И. Кириченко (1950), Э. А. Фальковой и О. П. Горяиновой, Н. С. Зайцева (1954), О. И. Никифоровой (1955) и др. представляется следующей.

Нижняя — турамская свита представлена в основном темными и темно-серыми водорослевыми и строматолитовыми доломитами, содержащими местами *Obolidae*, *Syntrophiidae* (?) и др. Мощность ее около 50 м.

Залегающие выше пролетарская и чуньская свиты сложены водорослевыми и оолитовыми известняками; доломитизированными известняками и доломитами нередко также водорослевого происхождения; мергелями; кварцево-известковистыми песчаниками и алевролитами, в некоторых разностях с глауконитом. Все породы окрашены в темные, желтоватые, розоватые, а в отдельных прослоях — в вишнево-красные тона. Мощность их около 150 м. Характерно, как отмечают

¹ По Н. С. Зайцеву, пролетарская и чуньская свиты не имеют самостоятельного значения и должны быть объединены в одну.

О. П. Горяинова и Э. А. Фалькова, что с приближением к Енисейскому поднятию, т. е. при движении с востока на запад, общее количество терригенного материала в составе этих пород несколько увеличивается. В нижней части пород этих свит встречены *Finkelburgia bellatula* Ulr. et Coor., *Pliomera* (?) *njuensis* Z. Max. и др., в более высоких *Angarella lopatini* Ass., *Archinacella subrotunda* Ulr., et Scof., *Proterocameroceras sibiricum* Balasch., *Pliomerops weberi* Z. Max.

К среднему ордовику О. И. Никифорова относит установленные ею криволуцкий и мангазейский ярусы. На р. Подкаменной Тунгуске этим ярусам соответствуют отложения байкитской свиты и нижней части столбовой свиты.

Байкитская свита залегает с размывом на различных горизонтах пролетарской и чуньской свит (Кириченко, 1950; Красильникова и Смирнов, 1955), вблизи Енисейского кряжа непосредственно на верхнем кембрии. Свита сложена преимущественно кварцевыми и кварцево-известковистыми светло-серыми и буроватыми, иногда довольно рыхлыми песчаниками, грубость зерна которых увеличивается по направлению к Енисейскому кряжу. В таком виде породы свиты прослеживаются по р. Подкаменной Тунгуске от низовьев до с. Байкита. Их максимальная мощность до 90—100 м. Восточнее с. Байкита, в бассейне правобережных притоков Подкаменной Тунгуски (по р. Чуне и др.), фациальный состав байкитской свиты резко меняется, замещаясь более тонкозернистыми песчаниковыми и глинистыми породами, частью красноватыми, сверху — с прослоями ракушечников. Последние, вполне возможно, уже относятся к низам вышележащей свиты.

Фауна в песчаниках байкитской свиты чрезвычайно редка: О. И. Никифорова (1955) указывает только на находку у о-ва Кокуй на р. Подкаменной Тунгуске среднеордовикской формы *Cameroceas* sp. плохой сохранности.

Залегające выше породы нижней половины столбовой свиты относятся также к среднему ордовику (мангазейская свита О. И. Никифоровой) и представлены¹ 40—50-метровой пачкой серо-зеленых мергелей, аргиллитов, глин, тонких прослоев известняков, а в самых низах довольно выдержанным фосфоритоносным горизонтом (15—20 м) с богатой фауной. Этот фосфоритоносный горизонт является как бы переходным от собственно байкитской свиты к вышележащей столбовой. Горизонт состоит из нескольких фосфоритоносных прослоев, разделенных кварцево-фосфоритными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Фосфориты представлены конгломератовидным фосфатизированным ракушечником и фосфоритовым конгломератом, а также кварцево-фосфоритным песчаником с мелкими фосфоритовыми зернами. Венчается фосфоритоносная пачка глинистыми зеленовато-серыми сланцами с прослоями ракушечниковых и пелитоморфных известняков с редкими обломками фосфатной ракушки. В фосфоритоносном горизонте, подробно описанном Н. А. Красильниковой и А. И. Смирновым (1955), встречаются брахиоподы *Mimella panna* O. Andr., *Planidorsa lenaica* O. Andr., *Rafinesquina amara* O. Andr.; остракоды *Quadrilobella recta* V. Ivan.; головоногие *Armenoceras brevicameratum* Foerste et Teich., *Arm. tunguskense* Balasch. и др.²

¹ Е. А. Иванова на основании своих исследований 1951 г. мангазейскую свиту относит уже к верхнему ордовику.

² Фаунистическая характеристика дана в сокращенном виде.

Байкитская свита вместе с низами столбовой свиты, т. е. вместе с фосфоритоносной пачкой, соответствует криволуцкой свите бассейна р. Лены и мамырской свите бассейна р. Ангары.

Верхней части среднего ордовика (мангазейский ярус) и всему верхнему ордовика (долборский ярус) на р. Подкаменной Тунгуске соответствует верхняя, большая часть столбовой свиты мощностью до 70 м, сложенная однообразными серо-зеленоватыми глинами, мергелями, известковистыми сланцами, тонкими прослоями часто выклинивающихся известняков, обычно с богатой фауной брахиопод, мшанок, кораллов, трилобитов и др.

По данным О. И. Никифоровой (1955), для мангазейской свиты характерны кораллы *Tetradium cellulosum* Hall., *Cyrtophyllum tungsensis* sp. nov.; брахиоподы *Mimella panna* O. Andr., *Apomatella corinata* O. Andr. и др.; трилобиты *Isotelus maximus* Locke, *Evan-kaspis sibiricus* (Schm.) и др.; остракоды, мшанки и т. д.¹

В долборовском ярусе (верхи столбовой свиты) встречаются кораллы *Nictopora sibirica* Sok., *Cyrtophyllum orthis* Sok.; брахиоподы *Boreadorthis asiaticus* Nikif., *Hesperorthis pyramidalis* Twenh. и др.; головоногие *Paractinoceras canadense* (Whitf.) и др.²

На этом заканчивается разрез ордовикских отложений, развитых в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. Как видно из приведенного описания, ордовикский разрез в целом состоит из чрезвычайно мелководных морских образований, несколько меняющихся по составу в направлении с востока на запад (на западе породы грубее, на востоке более тонкозернистые).

Общая мощность ордовикских пород в этом районе составляет 350—370 м.

Следующий разрез пород ордовика наблюдается севернее, в районе Туруханского поднятия, в бассейнах рек Нижней Тунгуски и Курейки. Здесь, по данным В. В. Меннера, В. Н. Григорьева и др., к нижнему ордовика (устькютский и чуньский ярусы) относятся две пачки: известково-мергелистая и пестроцветная доломитово-мергелистая. Первая из них соответствует средней, а вторая — верхней части так называемой покосной свиты, выделенной ранее Г. И. Кириченко. Известково-мергелистая толща мощностью около 100 м состоит из чередования серых известняков, внизу строматолитовых, выше оолитовых и органогенно-обломочных, с зелеными и красно-бурыми плитчатыми мергелями.

Пестроцветная доломитово-мергелистая толща представлена чередованием плитчатых пелитоморфных глинистых доломитов, доломитовых мергелей и тонкозернистых слюдистых песчаников. Окраска пород серая, желтая, красная. Мощность этой толщи около 200 м.

Наличие трилобитов *Kuraspis obscurus* N. Tchern. и *Koldinia* sp., найденных А. Ф. Абушиком на р. Курейке в известняках нижней толщи, позволяет отнести ее к устькютскому ярусу. В вышележащей пачке чуньского яруса в средних частях встречаются *Finkelburgia* cf. *belatula* Ugr. et Scop., а несколько выше — *Angarella* sp., *Archinacella* cf. *subrotunda* Ugr. et Scop. и др.

Средний ордовик, по данным тех же исследователей, в бассейне рек Нижней и Сухой Тунгусок, а также Курейки представлен толщей светло-серых мелкозернистых кварцевых известковистых песчаников,

¹ Фаунистическая характеристика дана в сокращенном виде.

² Фаунистическая характеристика дана в сокращенном виде.

содержащих в отдельных прослоях большое количество лингул. Мощность этой толщи около 35—40 м. Данные песчаники, по-видимому, являются аналогом байкитской свиты более южных районов.

Выше располагается фосфоритоносный горизонт мощностью до 15 м, представленный известковистыми кварцевыми песчаниками и мергелями с желваками фосфоритов и большим количеством разнообразной фауны, в том числе и весьма характерного представителя брахиопод *Mimella panna* O. A p d g. и др., на основании которой этот горизонт также может быть отнесен к среднему ордовику.

Достоверные верхнеордовикские отложения в районе Туруханского поднятия не выделены, но к ним, по данным В. Н. Григорьева и В. В. Меннера, по-видимому, относится нижняя часть толщи темно-серых и черных аргиллитов с прослоями мергелей и граптолитовых сланцев мощностью 60—80 м.

Толща содержит фауну граптолитов, имеющих переходный возраст от ордовика к низам силура (лландовери). Верхняя часть толщи принадлежит уже к силуру¹.

Общая мощность ордовика в районе Туруханского поднятия достигает 400 м.

Самыми северными по западной окраине платформы являются широко распространенные выходы ордовикских отложений в сводовых частях и на крыльях Хантайско-Рыбнинского вала и в Норильском районе, однако изучены они недостаточно. По данным А. Е. Воронцова, Г. Г. Моора (1947), Н. Н. Урванцева, А. А. Высоцкого, Н. А. Тимашкова, Б. В. Ткаченко, М. И. Рабкина и др. (1957), здесь породы ордовика, залегающие согласно на верхнем кембрии, в общем могут быть подразделены на три части. В нижней части залегают серые, светло-серые, бурые и красноватые известняки, мергели и доломиты с брахиоподами *Syntrophopsis utachensis* Ulr. et Coop., *Finkelburgia* sp. и др. мощностью около 500 м. Выше располагаются в целом пестроцветные и преимущественно карбонатные породы — доломиты, доломитизированные известняки и мергели; в Норильском районе (горы Кулгахтах) они содержат головоногих *Vaginoceras* sp., брахиоподы *Obolus apollinis* Eichw.; пелециподы *Acmaeae arctica* Ch a c h l., *Platystrophia subtilis* Opik и др. Мощность 200—350 м.

Над толщей пестроцветных карбонатных пород залегают краснопестроцветные породы, представленные тонкослоистыми мергелями, доломитами, сланцами, местами с прослоями гипса. Мощность краснопестроцветной толщи 200—300 м. В них встречаются брахиоподы *Boreadorthis asiaticus* Nikif., *Dalmanella testudinaria* Dal m.; трилобиты *Asaphus Kowalewskii* Lam. и др., а также граптолиты. Вся эта фауна указывает на принадлежность данной толщи к верхам ордовика.

Общая мощность пород ордовика в Норильском районе и на р. Хантайке, как видно из приведенного описания, достигает 1000—1100 м.

На юге, в пределах Канско-Ангарской впадины, по левобережью р. Ангары и в низовьях рек Чуны (Уды) и Бирюсы, как уже отмечалось выше, породы ордовика, относящиеся ко всем его трем отделам, отличаются от описанных выше разрезов резким преобладанием в них обломочных фаций.

¹ О. И. Никифорова всю свиту черных аргиллитов и граптолитовых сланцев относит к лландоверскому ярусу.

М. М. Одинцов в своих многочисленных работах (Одинцов, 1937, 1954 и др.) указывает, что низы ордовика (устькутский ярус) сложены здесь преимущественно песчаными отложениями, с частыми прослоями конгломератов. Карбонатные породы среди них занимают явно подчиненное положение и содержат значительное количество терригенного материала. Мощность отложений устькутского яруса здесь 150—200 м.

Та же картина примерно сохраняется и для вышележащей бирюсинской (мамырской) свиты среднего ордовика с той лишь разницей, что в ней нацело отсутствуют карбонатные породы, а кварцево-известковистые песчаники частью окрашены в красный цвет. В конгломератах этой свиты встречается галька кристаллических пород (Одинцов, 1937). Мощность свиты примерно 70—80 м. Разрез ордовикских отложений заканчивается здесь чередованием песчаниковых и известняковых, частью водорослевых пород серо-желтой окраски, тесно связанных в разрезе с подстилающей свитой. Мощность их порядка 100—150 м.

Таким образом, общая мощность пород ордовика в районе Туруханского поднятия равна примерно 350—400 м. Во всех выделенных здесь свитах встречается фауна, позволяющая говорить о наличии в этом разрезе всех трех отделов ордовика. Однако, несмотря на многочисленные исследования (Обручев, 1932—1933; Одинцов, 1937; Спичарский, Молдавский, Лесгафт, 1948 и др.), породы ордовика детально палеонтологически не изучались, что не позволяет произвести более точные сопоставления их с выделенными О. И. Никифоровой ярусами в ордовике платформы.

При прослеживании строения ордовикских отложений западной окраины Сибирской платформы с юга на север можно отметить некоторые его особенности.

На юге, в Канско-Ангарской впадине, в составе всех пород ордовика преобладает обломочный материал, что указывает на близость суши на протяжении всего периода их формирования. Такой сушей несомненно являлись выходы на поверхность докембрийских пород в южной части Енисейского кряжа и в Восточном Саяне, которые с запада и юго-запада окаймляли морской бассейн этого времени. В направлении на север, на правобережье Ангары, признаки суши проявляются слабее, хотя и здесь, в области северной оконечности Енисейского поднятия, в среднеордовикское время она еще существовала. Севернее морской ордовикский бассейн имел более открытые границы и уходил широкой полосой в пределы Западно-Сибирской низменности.

Характерным для строения ордовикских отложений является также наличие следов перерыва в основании среднего ордовика (байкитская, мамырская свиты), прослеживающегося почти повсеместно, исключая самые северные районы. Не менее важным для этого времени является образование фосфоритов, достигающих в бассейне р. Подкаменной Тунгуски промышленных скоплений. Надо отметить, что на протяжении всего ордовика северные районы (начиная с бассейна р. Подкаменной Тунгуски и севернее) по сравнению с южными отличаются более устойчивым режимом седиментации. В связи с этим следует отметить и изменение мощностей пород ордовика.

На большей части западной окраины платформы, начиная от рек Чуны и Бирюсы на юге до г. Туруханска на севере, мощности пород ордовика примерно остаются равными (около 400 м), хотя и представлены в различных районах разнофациальными типами. Особенно это

различие характерно для нижнего и верхнего ордовика Канско-Ангарской впадины и для того же времени бассейна р. Подкаменной Тунгуски. На юге преобладают обломочные псаммитовые породы, на севере — карбонатные и глинисто-карбонатные.

Однако севернее г. Туруханска, в районе Хантайско-Рыбнинского вала и Норильской мульды, мощность пород ордовика резко возрастает, увеличиваясь до 1000—1100 м. Такое резкое возрастание мощностей несомненно указывает на иное структурное положение этого района по сравнению с примыкающим к нему с юга Туруханским поднятием.

АНАБАРСКАЯ АНТЕКЛИЗА

На северо-востоке Красноярского края область развития отложенных ордовика приурочена к зоне взаимоперехода двух крупных тектонических структур Сибирской платформы — Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы.

Полоса распространения ордовикских отложений шириной от 5 до 20 км окаймляет с запада и юга обширное поле развития кембрийских отложений Анабарской антеклизы и протягивается из бассейна нижнего течения р. Котуя в бассейн нижнего течения р. Маймечи к истокам р. Большой Романихи. Далее к югу полоса выходов ордовикских отложений прослеживается в верховьях левых притоков р. Маймечи, в ее верхнем течении, в истоках р. Туколана и его правых притоков — Сымны и Джергалаха. К югу от оз. Ессей ордовикские отложения скрываются под покровом четвертичных отложений Муруктинской котловины, снова появляясь только в долине р. Мойеро, на участке от р. Дялингды до р. Бугарихта. Далее на восток полоса выходов ордовикских пород расширяется до 40—45 км и прослеживается в верховьях рек Оленека и Мойерокана.

Ордовикские отложения представлены главным образом различными пестроцветными известняками (водорослевыми, органогенными, оолитовыми и др.), доломитами, мергелями, аргиллитами и алевролитами. Характерно, особенно для средней части разреза, присутствие прослоев и линз гипса. Отмечаются также признаки, свидетельствующие о мелководности морского бассейна (знаки ряби и течений, следы трещин усыхания).

Моноклинально и без видимого несогласия залегая на породах верхнего кембрия, ордовикские отложения связаны с ними постепенными переходами, так что в большинстве случаев из-за недостаточных сборов фауны граница между отложениями ордовика и кембрия проводится довольно условно.

Наиболее основательно разрез отложений ордовика изучен в бассейне среднего течения р. Мойеро, где благодаря хорошей обнаженности, полноте отложений и наличию обильной фауны он может считаться опорным. Здесь О. И. Никифоровой и А. А. Высоцким выделены все три отдела. Нижний и средний отделы в свою очередь расчленяются на ярусы, согласно принятой для Сибирской платформы схеме.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Устькутский ярус представлен в основном пелитоморфными, водорослевыми, оолитовыми известняками, известняковыми конгломератами, реже доломитистыми известняками и доломитами. В верхней части встречаются прослои аргиллитов, мергелей и гипса, а также

гипсодержащих известняков и доломитов. Породы окрашены преимущественно в серые и зеленовато-серые тона и содержат фауну, среди которой О. И. Никифоровой определены остатки головоногих *Robsonoceras manittouense* Ulr. и трилобитов, относящихся к родам *Tollaspis Kobayashi*, *Annamitella Mansuy*, *Tellerina* Ulr. et Ross., известным из нижнего ордовика Северной Америки. Общая мощность 140—145 м.

Чуньский ярус не имеет резкой границы с нижележащим устькутским ярусом. Граница проводится условно на основании смены карбонатных пород пестроцветными, преимущественно терригенными, содержащими значительно более разнообразный состав фауны.

Отложения чуньского яруса представлены в основном пестроцветными, красновато-бурыми и зелеными породами: доломитами, алевролитами, аргиллитами и доломитистыми известняками. Весьма широким распространением пользуются прослои гипсов. Характерным является присутствие в породах зерен глауконита и примеси песчаного или алевролитистого материала. Прослои чистых и водорослевых известняков и известковых конгломератов встречаются весьма редко.

Среди собранной здесь фауны О. И. Никифоровой определены *Angarella* ex gr. *lopatini* Ass., *Proterocameroceras brainerdi* (Whitf), встречающиеся в отложениях чуньского яруса Подкаменной Тунгуски, а также *Protocycloceras lamarcki* (Bill.), *Cotteroceras compressum* Ulr. et Foerste, *Ophileta* sp., известные из отложений верхов нижнего ордовика Северной Америки. По кровле последней пачки пород с ангареллами О. И. Никифорова проводит границу между чуньским ярусом нижнего ордовика и криволуцким ярусом среднего ордовика. Общая мощность отложений чуньского яруса составляет 93—95 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Криволуцкий ярус представлен в основном также пестроцветными породами: известняками, аргиллитами, мергелями и доломитами, реже известковыми конгломератами. В отличие от нижележащего чуньского яруса прослои гипса здесь отсутствуют и резко сокращается содержание терригенного материала.

Породы характеризуются значительно более богатым и разнообразным по сравнению с нижним ордовиком составом фауны. Здесь встречаются табуляты *Billingsaria lepida* Sok., *Cryptolichenaria miranda* Sok.; мшанки *Hallopora* (?) *lammellaris* Modz., *Ceramopora* (?) *punctata* Modz.; брахиоподы *Lenorthia girardi* Andr., *Rafinesquina amara* Andr., *Apomatella peregrina* Andr.; наутилоидеи *Geisonoceras* sp.; остракоды *Tetradella* sp.; трилобиты *Homotelus simplex* Raup.

Верхняя граница яруса проводится по кровле пачки известняков, в основании которой еще встречаются брахиоподы *Lenorthia girardi* Andr., остракоды *Tetradella* sp., а также трилобиты рода *Homotelus*. Мощность отложений криволуцкого яруса 41 м.

Мангазейский ярус представлен пестроцветными — вишнево-красными и зелеными — породами: мергелями, аргиллитами и в меньшей степени известняками и доломитами. Встречаются прослои песчаников и алевролитов иногда с повышенным содержанием фосфорита. По сравнению с отложениями криволуцкого яруса отмечается более значительное содержание песчано-глинистого материала.

В прослоях мергелей и известняков были обнаружены брахиоподы *Mimella panna* Andr., *Planidorsa lenaicti* (Girard.); трилобиты *Ceraurinus* aff. *icarus* (Bill.), *Monoracos magnus* Gram.

Верхняя граница яруса проводится выше пласта известняков с *Mimella panna* Andr. по слою черных аргиллитов, залегающих под известняками с *Tetradium* cf. *fibratus* (Saff.), *Lichenaria carterensis* (Saff.). Общая мощность отложений мангазейского яруса 43 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеордовикские отложения представлены главным образом органогенными и реже доломито-глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами. В отличие от среднеордовикских пород здесь увеличивается количество известковистых прослоев. Окраска пород в нижней половине разреза серая и зеленая, в верхней половине появляются бурые прослои.

Найденная фауна характеризуется весьма разнообразным и богатым составом: табуляты *Cyrtophyllum laxum* Sok., *C. lambeiformis* Sok., *C. orthis* Sok., *C. cf. simplicatum* Sok.; криноидеи *Pentagonopentagonalis comptus* Jelt., *P. multipartitus* Jelt., *P. altimarginalis* Jelt., *Pentagonocyclicus crassus* Jelt.; мшанки *Phaenopora transenna-microfenestralia* Schoenm., *Ph. angarensis* Nekh., *Ph. cf. elegantissima* Nekh., *Stietoporella clausa* Nekh.; брахиоподы *Boreadorthis asiaticus* Nikif., *Strophomena* ex gr. *incurvata* Scher.; головоногие *Lamboceras* cf. *richmondense* Foerste. Мощность отложений верхнего ордовика составляет 45 м.

Верхняя граница ордовикских отложений проводится ниже пласта битуминозных известняков, выше которых залегают пачки известковистых сланцев с граптолитами, отнесенными А. М. Обутом к лландоверскому ярусу.

Присутствие представителей рода *Boreadorthis*, известных в Прибалтике только лишь в низах ликгольских слоев, и *Strophomena* ex gr. *incurvata* Scher., встречающихся в верхах среднего ордовика Северной Америки, а также отсутствие видов, сходных с формами более верхних слоев верхнего ордовика как Прибалтики, так и других стран, позволяют, по заключению О. И. Никифоровой, предполагать, что описанные выше отложения принадлежат низам верхнего ордовика — долборскому ярусу, а верхи верхнего ордовика в описываемом районе отсутствуют.

Общая мощность ордовикских отложений в бассейне р. Мойеро достигает 365 м.

В бассейне верхнего течения р. Туколана, по данным Е. И. Подкопаева, ордовикские отложения представлены в основном пестроцветными — вишнево-красными, желтыми, зелеными, известняками, реже доломитизированными известняками и, как исключение, доломитами. Среди этих пород очень широкое распространение имеют слабоглинистые и песчанистые разновидности; последние особенно характерны для средней и верхней частей толщи. В верхних частях разреза в верховьях р. Сымна были встречены известняки, содержащие тонкие прослои гипса и песчаника. Заканчивается разрез бурыми и желтовато-белыми кварцевыми песчаниками мощностью около 20—25 м.

В элювии нижних горизонтов толщи В. В. Ермоловым была найдена гастропода *Ophileta* cf. *lavata* Vanux., которая, по определению В. А. Востоковой, характеризует нижний ордовик.

Литологические особенности пород данной толщи позволяют сопоставлять ее с нижним и средним ордовиком бассейна р. Мойеро.

По мнению Е. И. Подкопаева, здесь возможно также присутствие пород верхнего ордовика.

Общая мощность отложений ордовика в бассейне верхнего течения р. Туколана 180—200 м.

В бассейне верхнего течения р. Маймечи в разрезе ордовикских отложений, по данным Я. И. Полькина, выделяются две толщи: нижняя—красноцветная и верхняя—вишнево-красных доломитов. Красноцветная толща характеризуется преобладанием красных и бурых плотных доломитов с подчиненным количеством тонких прослоев зеленовато-серых их разновидностей. В отличие от разреза в бассейне верхнего течения р. Туколана здесь отмечается присутствие в нижней части толщи большого количества зеленоцветных отложений. В верхней части толщи присутствуют маломощные прослои светло-серых песчанистых доломитизированных известняков и тонкозернистых кварцевых песчаников с известковистым цементом, а также прослои внутриформационного доломитового конгломерата мощностью 0,3—0,5 м, состоящего из мелкой гальки, вишнево-красных доломитов, сцементированных светло-серым доломитом. Мощность этой толщи 500 м.

Верхняя толща сложена преимущественно вишнево-красными тонкоплитчатыми доломитами с очень тонкими прослоями зеленовато-серых доломитов мощностью 60—80 м.

Разрез ордовикских отложений завершается здесь светло-серыми тонко- и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками мощностью до 10—20 м, которые согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными породами силура. Фауны в отложениях ордовика встречено не было.

Общая мощность ордовикских отложений в бассейне верхнего течения р. Маймечи 570—600 м.

Весьма сходный с описанным разрез ордовикских отложений приводится А. А. Волосатовым для бассейна нижнего течения р. Маймечи. Породы ордовика представлены здесь доломитами, известняками и мергелями с линзами и пластами белого гипса. Все породы окрашены в красно-бурый цвет. Мощность их равна 400—500 м.

В нижнем течении р. Котуя непрерывный разрез ордовикских отложений (на протяжении 2 км вниз по течению от устья руч. Нефтяного) наблюдался Я. И. Полькиным. Породы этого разреза представлены доломитизированными, глинистыми и мергелистыми известняками с прослоями известковистых конгломератов. Окраска известняков серая, серовато-зеленая. В верхней части разреза отмечается появление горизонтов тонкослоистых темно-коричневых мергелей с прослоями и линзами гипса. Фаунистически ордовикские отложения не охарактеризованы и выделяются на основании литологического сходства с содержащими фауну породами бассейна р. Мойеро.

Общая мощность ордовикских отложений в бассейне нижнего течения р. Котуя 200 м.

К востоку от р. Мойеро, в истоках р. Оленека и в верховьях р. Мойерокана, Л. Д. Мирошниковым ордовикские отложения по литологическим особенностям были подразделены на три толщи, каждая из которых вполне увязывается с выделенными отделами ордовика на р. Мойеро. Мощности средней и верхней толщ соответствуют мощностям среднего и верхнего отделов ордовика на р. Мойеро, а мощность нижней толщи дается на 75—85 м меньше, чем мощность нижнего отдела ордовика в опорном разрезе бассейна р. Мойеро. В средней

толще Е. Н. Фрейбергом были найдены брахиоподы *Planidora* sp., *Rafinesquina* sp. и остракоды *Tetradella* sp., встречающиеся в среднем отделе ордовика на р. Мойеро.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

В сложной складчатой системе Западного Саяна ордовикские отложения распространены очень широко. Здесь они занимают центральную и южную части системы, выполняя Усинский (или Западно-Саянский) синклиниорий и слагая северо-западное и юго-восточное крылья Куртушибинского антиклинория.

В относимых здесь (с известной условностью) к ордовику породах выделяются следующие два комплекса: нижний — кемтерекский и верхний — шигнетский. Им часто придаются различные названия: комплекс, серия, толща, формация и т. д., однако на современной стадии изученности их, пожалуй, правильнее всего именовать комплексами или сериями. Они имеют сложное строение, значительную мощность и в ряде структурных зон могут быть расчленены на более мелкие литологические подразделения.

Кемтерекский комплекс, по данным А. Г. Сивова, несогласно залегает на нижнекембрийских и более древних породах; с вышележащими отложениями он имеет тектонические контакты.

Кемтерекский комплекс состоит в основном из зеленоцветных пород различной мощности, среди которых можно выделить конгломераты, сложенные разнообразной галькой подстилающих пород, гравелиты, полимиктовые песчаники, филлитовые и метаморфические (хлорит-серицитовые, эпидот-хлорит-серицитовые) сланцы, реже эффузивы.

Главная часть комплекса характеризуется однообразным чередованием серо-зеленых и зеленых песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитов с подчиненными им прослоями пуддинговых и плоскогалечных конгломератов. Местами породы окрашены в фиолетовые и красноватые тона. В тех случаях, где наблюдаются нормальные соотношения комплекса с подстилающими породами (например, на северном склоне Куртушибинского хребта), в его основании залегают базальные конгломераты мощностью до 20—30 м.

Как правило, породы этого комплекса метаморфизованы и дислоцированы сильнее, чем породы вышележащего шигнетского комплекса; они всегда интенсивно рассланцованы и кливажированы. Об его истинной мощности судить трудно, но в отдельных разрезах она явно достигает не менее двух километров, а часто и заведомо превышает эту цифру.

Вопрос о возрасте кемтерекского комплекса приходится решать только косвенным путем, так как никаких органических остатков в отложениях, достоверно с ним синхронных, пока не найдено.

Многие исследователи (Г. М. Владимировский, Н. С. Зайцев, Л. П. Зоненшайн, И. Н. Казаков и др.) склонны сопоставлять кемтерекский комплекс с так называемой аласугской свитой, развитой в Туве на южном склоне Куртушибинского хребта. Если это верно, то в последней были найдены (Е. В. Владимировская, Н. С. Зайцев, П. В. Коростин) ортоцератиды, брахиоподы плохой сохранности, близкие к *Angarella* sp., пелециподы, а также примерно из этих мест (правобережье р. Енисея близ устья р. Хемчика) В. А. Евстрахин и М. М. Тепляков указывали на находку трилобита *Dalmanites* cf. *achates* Bill.

Перечисленные органические остатки, а также условия залегания пород и широкие региональные сопоставления позволяют определять более или менее вероятный возраст кемтерекского (аласугского) комплекса как верхний кембрий — низы ордовика. Если это в дальнейшем окажется справедливым, то тем самым будет доказана тесная связь верхнекембрийских и ордовикских отложений и для геосинклинальных отложений Западного Саяна.

Шигнетский комплекс (или серия) впервые был выделен И. К. Баженовым (1925, 1927, 1934) под названием шигнетской свиты, позднее подробно описанной А. Г. Сивовым (1944 и др.) под названием шигнетской формации Л. П. Зоненшайн, А. Ф. Адамович, Н. Л. Вайнтроп и др. породы этого комплекса в общих чертах описывают «как комплекс осадочных зеленоокрашенных пород, представленных в основном песчаниками и алевролитами, чередующимися с филлитизированными глинистыми сланцами».

По ряду маркирующих литологических горизонтов шигнетский комплекс расчленяется на несколько свит. От подстилающих пород шигнетский комплекс отделен, по-видимому, перерывом и перекрывается отложениями с фауной нижнего силура, лежащими на нем с угловым несогласием. Поэтому возраст его уже более достоверно может быть определен как ордовикский. Мощность в целом равна примерно 4—6 км.

По ряду литологических особенностей, появлению в отдельных частях комплекса тех или иных маркирующих горизонтов и, в частности, прослоев микрозернистых известняков, ржаво-бурых известковистых песчаников и др., по изменению окраски пород с зеленоватой на лиловую и т. д. данный комплекс в значительной мере условно местами расчленяется на ряд толщ.

Так, в Западном Саяне выделяются два типа разрезов: южный, наиболее полный с выделением до шести толщ общей мощностью 4—6 км, и северный — менее полный, отвечающий одной из нижних частей южного разреза. Граница между ними проходит по разлому, идущему через верховья рек Шигнета и Мадарлыка (левобережные притоки р. Енисея) к устью р. Кызыл-Кая.

В долине р. Малой Пашкиной и на водоразделе с р. Таптыгрыком в основании шигнетской серии залегают базальные конгломераты. Выше преобладают, особенно в Саралинском хребте, мелкозернистые известковистые песчаники, алевролиты и филлитизированные глинистые сланцы зеленоватой и зеленовато-серой окраски. Их сменяют песчаники такого же типа, но в основном лиловой окраски, обусловленной примесью большого количества обломочков фиолетовых филлитизированных глинистых сланцев. Последние выше снова сменяются толщей серо-зеленых слабоизвестковистых песчаников с прослоями ржаво-ожеженных песчаных известняков. Далее вверх известковистость пород в целом возрастает, и количество прослоев сильноизвестковистых песчаников и песчаных известняков одновременно увеличивается. Заканчивается разрез тонкоплитчатыми и листоватыми известковистыми песчаниками и глинистыми сланцами с вкрапленностью кубиков пирита с прослоями буроватых известняков.

По данным И. К. Баженова (1934), верхи шигнетской свиты сложены бурыми и серыми известковистыми песчаниками и глинистыми сланцами. Ниже преобладают зеленые песчаники и глинистые сланцы, в которых отмечен прослой «зеленого растертого известняка».

Низы свиты в разрезе по р. Енисею на участке от устья р. Шигнеты до Большого порога сложены почти из одних песчаников; значительно реже встречаются глинистые сланцы и совсем редко — известняки. Песчаники мелко- и равномернозернистые, изредка с различными компонентами: кварцем, в меньшем количестве полевым шпатом, а иногда и слюдой. В малометаморфизованном виде песчаники обладают бурым, фиолетово-бурым и зелено-серым цветом.

В большинстве случаев песчаники сильно метаморфизованы и превращены в массивные разности зеленого цвета.

Таким образом, в преобладающей массе породы шигнетской серии являются тонкообломочными. Более грубые разности для нее нехарактерны. Лишь местами внутри шигнетской серии прослеживаются прослой гравелитов, маломощные и невыдержанные прослой конгломератов, а также среди песчаников встречается иногда редкая рассеянная галька сланцевых пород.

Возраст шигнетской серии на основании косвенных соображений определяется как ордовикский. Она, как это было показано еще И. К. Баженовым, несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованными породами силура.

Л. П. Зоненшайн, А. Ф. Адамович и др. также отмечают, что в верховьях р. Блан-Сук на породы шигнетской серии с несогласием налегают отложения так называемой отуксугской серии, содержащей фауну нижнего силура. Кроме того, еще в 1930 г. Н. А. Батов нашел в известняках (среднее течение р. Карын-Сук — правый приток Енисея) фаунистические остатки, которые П. С. Краснопева определила как *Crinoidea*. Позднее, однако, этих сборов никто больше не повторил.

Нижняя возрастная граница шигнетской серии определяется тем, что она, с одной стороны, имеет тектонические контакты с аласугской свитой верхнего кембрия — нижнего ордовика, а с другой — перекрывает отложения урской свиты, относящейся скорее всего к верхнему кембрию. Следует также учесть, что уже в пределах Тувы на южном склоне Куртушибинского хребта известны фаунистически доказанные породы среднего ордовика, выделенные там под названием системхемской или малиновской свит (В. А. Благодеров, Н. С. Зайцев и др.). Шигнетская серия в какой-то мере по возрасту может быть увязана с ними. Следовательно, ее возраст скорее всего может определяться в пределах верхов нижнего и среднего ордовика.

ОБЩАЯ СВОДКА

В пределах Красноярского края ордовикские отложения лучше всего изучены на Сибирской платформе. Здесь они представлены фациально разнообразными породами, среди которых наиболее существенную роль играют карбонатные, терригенно-карбонатные, глинистые и глинисто-сланцевые, в том числе и граптолитовые сланцы, а также песчаниковые породы. По возрасту они относятся ко всем трем отделам.

Окраска пород на платформе довольно пестрая. Внизу преобладают сероцветные породы (устькутский ярус), красноцветные им подчинены; в чуньском ярусе на юго-западе платформы довольно много красно- и пестроокрашенных пород. Средний ордовик в основном состоит из сероцветных песчаниковых пород, а верхний на юго-западе платформы (по левобережью р. Ангары) почти нацело красноцветный, тогда как на северо-западе (район Туруханского поднятия и р. Ку-

рейки) он сложен сероцветными и черными глинами и граптолитовыми сланцами.

Ордовикские отложения платформы, за исключением отдельных разрезов верхов ордовика, чрезвычайно богаты фауной.

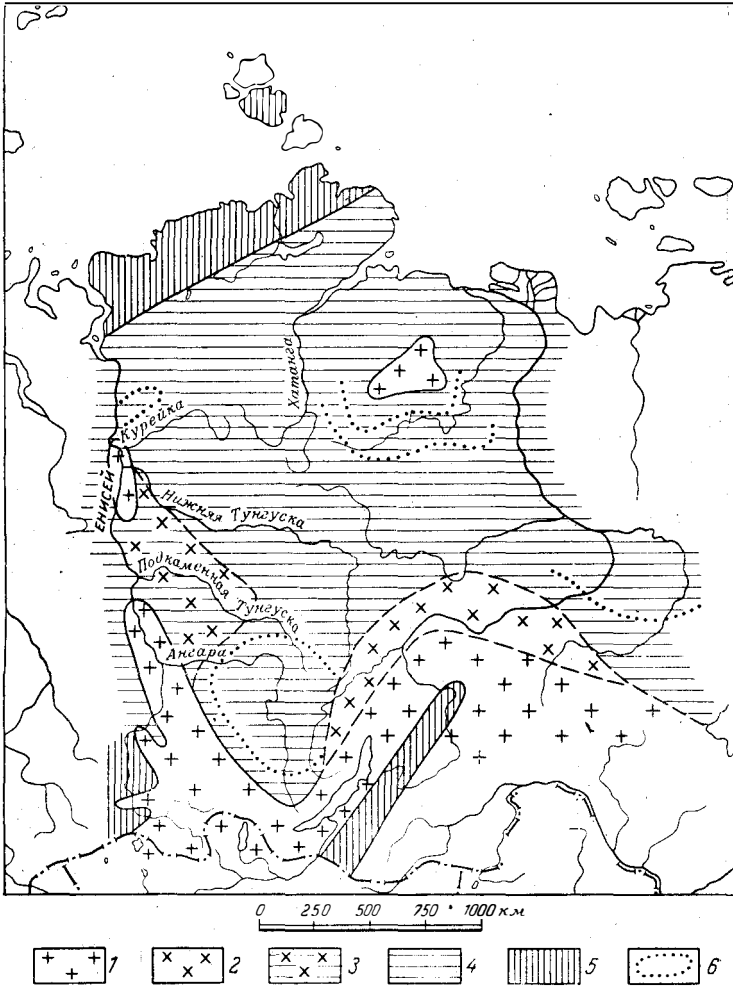


Рис. 29. Палеогеография Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей в начале ордовика (премадок-устыкская свита) (составил Н. С. Зайцев)

1 — суша; 2 — предполагаемая суша; 3 — области отсутствия среднекембрийских пород, вероятно, вследствие размыва в предверхоленское время; 4 — платформенное море; 5 — геосинклинальное море; 6 — границы областей распространения пород среднего кембрия

Из фауны широко распространены колониальные и одиночные кораллы, мшанки, брахиоподы, наутилоидеи, трилобиты, гастроподы и т. д., на основании чего и произведено дробное ярусное расчленение ордовикских пород. Карбонатные породы иногда нацело являются органическими (ракушечниковые известняки, водорослевые и строматолитовые известняки, доломиты и др.).

Наличие обильной и разнообразной фауны и сам характер пород, участвующих в строении ордовика, ясно указывают на то, что большинство их принадлежит к образованиям морских нормально соленых открытых, но, видимо, в основном мелководных бассейнов.

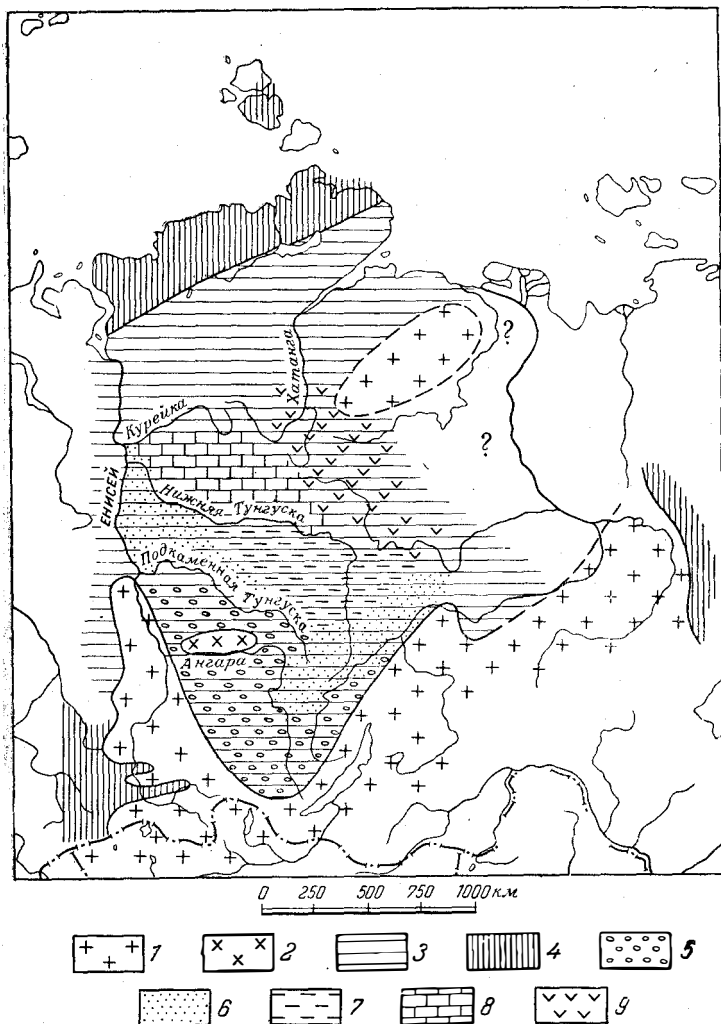


Рис. 30. Палеогеография Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей в середине ордовика (криволуцкое время) (составил Н. С. Зайцев)

1 — суша; 2 — подводные мели и острова; 3 — платформенное море; 4 — геосинклинальное море; 5 — области преимущественного накопления терригенных пород; 6 — области преимущественного накопления терригенных пород с фосфоритами; 7 — области преимущественного накопления глинисто-мергелистых пород; 8 — области преимущественного накопления известняковых пород; 9 — области накопления загипсованных и доломитизированных пород

Породы ордовика знаменуют на Сибирской платформе новый этап нижнепалеозойской седиментации, начавшейся в связи с развитием трансгрессии еще в верхнем кембрии, с которым они как на всей запад-

ной окраине платформы, так и в Таймырской складчатой области тесно связаны. Граница между отдельными толщами ордовика всюду постепенная.

Указанная трансгрессия наступила на платформу из западных и северо-западных районов, постепенно захватывая все большие площади и все далее продвигаясь на юг — в сторону Иркутского амфитеатра. Суша в нижнем ордовике выступает только на юге — в пределах Восточно-Саянского и Енисейского выступов докембрийских пород фундамента (рис. 29). Характерно в связи с этим изменение мощностей и состава ордовикских отложений платформы. На юге в Канско-Тасеевской впадине (по левобережью нижнего течения Ангары) в составе всех пород ордовика преобладает обломочный материал; он сложен здесь преимущественно песчаниками, конгломератами с отдельными банками и прослоями органогенно-обломочных, нередко красноцветных известняков. Севернее, начиная от бассейна р. Подкаменной Тунгуски, в нижнем ордовике доминируют карбонатные породы — известняки, доломиты, мергели.

Перед началом среднеордовикского времени, с которым связано образование пород байкитской (криволуцкой) свиты, условия осадконакопления на платформе несколько изменились. Перед отложением осадков этих свит породы нижнего отдела ордовика на западной окраине, очевидно, были выведены выше уровня моря, так как байкитская свита и ее аналоги налегают на них с размывом. В составе пород среднего ордовика почти повсеместно преобладают песчаники, указывающие на общее увеличение площадей размыва и соответственно на сокращение площадей, занятых морем. В ряде мест среди отложений этого возраста образуются фосфориты (рис. 30). В верхнеордовикское время площади, занятые морем, еще больше сокращаются. Море отступает к северо-западу, где в это время накапливаются карбонатные, глинисто-карбонатные и глинистые осадки.

Общая мощность пород ордовика для западной окраины платформы (от рек Чуны и Бирюсы на юге до г. Туруханска на севере) сравнительно невелика — около 400 м. Однако севернее она резко увеличивается и в пределах Хантайско-Рыбнинского вала достигает 1000—1100 м. На Таймыре мощность их в среднем 1000—1500 м, в бассейне р. Преградной она, по данным Ф. Г. Маркова, составляет 2400—3000 м. Таким образом, уже начиная с Хантайско-Рыбнинского вала проявляются признаки перехода от типично платформенных областей к более подвижным — геосинклинальным.

Существенно иное строение ордовик имеет в сложной складчатой системе Западного Саяна (табл. 6). Здесь ордовикские породы представлены преимущественно терригенными монотонно зеленоцветными образованиями, измененными во многих зонах до стадии аргиллитовых, а иногда и метаморфических слюдисто-хлоритовых сланцев. Среди этих пород ордовика огромную роль играют песчаники, алевролиты, филлитизированные глинистые и серицит-хлоритовые сланцы, часто перемежающиеся между собой и в целом образующие сложно построенные флишоидные серии. Значительно в меньшей степени распространены конгломераты, грубые гравелиты; совсем редко встречаются измененные эффузивы, а также линзы и прослои известняков. На подстилающих породах нижнего кембрия ордовикские отложения залегают несогласно. Мощность толщ ордовика точно не установлена, но, по данным Л. П. Зоненшайна, она порядка 4—6 км.

Таблица 6.

Схема сопоставления стратиграфических разрезов ордовикских отложений (составил Н. С. Зайцев)

Отдел	Ярус	Полуостров Таймыр	Сибирская платформа		
			Канско-Ангарская впадина (низовья р. Ангары)	Туруханское поднятие (басс. рр. Нижней и Сухой Тунгусок)	Западный склон Анабарской антеклизы (басс. рр. Мойеро, Котуя и др.)
Верхний	Долборский	Преимущественно известняки, известково-глинистые сланцы, доломиты и др. породы, местами с фауной всех ярусов ордовика. 500—2500 м	Братская свита: преимущественно песчаники, реже водорослевые известняки. 100—150 м	Аргиллиты, граптолитовые сланцы. До 30 м	Серо-зеленоцветные глинистые известняки, мергели, аргиллиты с разнообразной фауной. 45 м
	Мангазейский		Бирюсинская свита: конгломераты и кварцево-известковистые песчаники. 70—80 м	Кварцевые песчаники, фосфориты с фауной брахиопод. До 55 м	Пестроцветные мергели, алевролиты, в меньшей степени — известняки, доломиты. 40 м
Криволицкий	Пестроцветные известняки, мергели, доломиты, аргиллиты. 40 м				
Нижний	Чуньский	Внизу разреза местами перерывы	Устькутская свита: конгломераты, песчаники, прослой известняков. 150—200 м	Покосная свита (верхняя часть): мергели, доломиты, песчаники. 300 м	Пестроцветные породы: доломиты, алевролиты, прослой гипсов. 95 м
	Устькутский		Внизу разреза местами перерывы		Устькутская свита: преимущественно известняки. 140 м

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения силурийской системы в пределах Красноярского края зоты и распространены довольно широко, но все же по сравнению с породами ордовика занимают значительно меньшие площади. Они отсутствуют в Канско-Ангарской впадине, на большей части территории Западного Саяна, на территории всего Восточного Саяна, на восточном склоне Кузнецкого Алатау и в Минусинских впадинах. В пределах Сибирской платформы силур известен на ее западной окраине, начиная с бассейна р. Подкаменной Тунгуски. В Западном Саяне силур приурочен к Усинской впадине и ее западному продолжению по левобережью Енисея.

На остальной территории края силур установлен: на Таймырском полуострове; в Мало-Хетской антиклинали Усть-Енисейской впадины; в Норильской мульде, на крыльях Хантайско-Рыбнинского вала; на западной и восточной окраинах Тунгусской синеклизы.

Характерной особенностью силурийских отложений на платформе и в складчатой зоне Таймыра является преобладание среди них карбонатных и глинисто-карбонатных пород. Наоборот, в системе Западного Саяна в породах силура огромную и подавляющую роль играют песчаники и алевролиты, в значительной части красноцветные. Вулканогенные образования, за исключением описанного ниже района Мало-Хетской антиклинали, в общем комплексе пород силура на остальной площади отсутствуют.

На всей территории силурийские отложения изучены хотя и неравномерно, но сравнительно детально. Они расчленяются не только на отделы, но и на ярусы с общепринятыми для международной стратиграфической шкалы названиями. Так, на Сибирской платформе силурийские отложения делятся на нижний и верхний отделы; в первом из них выделяются два яруса: лландоверский и венлокский, а во втором — один лудловский.

Силурийские отложения, которые можно было бы относить к самому верхнему, даунтонскому ярусу, на рассматриваемой части территории отсутствуют.

Трехъярусное строение силурийских отложений, как видно из нижеследующих описаний, достаточно отчетливо прослеживается и в складчатых областях. В последних силурийское время является началом нового этапа в структурном развитии, характеризующимся формированием крупных впадинных структур.

Силурийские отложения почти во всех структурных зонах охарактеризованы достаточно богатой фауной (кораллы, строматопороидеи, криноидеи, мшанки, брахиоподы, гастроподы, трилобиты, головоногие и представители других классов и семейств). Кораллы, строматопороидеи, водоросли, а местами и брахиоподы нередко являются пороодообразующими организмами.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Исследованиями Н. Н. Урванцева (1931) было установлено широкое распространение силурийских отложений на Таймырском полуострове. Последующие изыскания не изменили этого представления. Геологическая съемка масштаба 1:1 000 000 подтвердила существенную роль силурийских отложений в геологическом строении Таймырской складчатой области.

Отложения силурийской системы занимают примерно такую же площадь, как и ордовикские породы. Они образуют изменчивой ширины полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении от бассейна среднего течения р. Тарей до залива Фаддея моря Лаптевых. Помимо того, силурийские отложения констатированы восточнее этой полосы — в районе междуречья верховий рек Ключевки и Географов, а также к северу от нее — на п-ове Челюскин в районе среднего и нижнего течения р. Каменной (правый приток р. Ленинградской). Их выходы наблюдаются на правом берегу устья р. Пясины и на побережье Пясинского залива от мыса Моржово. Характерно, что силурийские отложения в карбонатных фациях господствуют в более южной территории, тогда как в северных районах преобладают терригенно-карбонатные сланцевые породы.

Стратиграфические границы силурийских отложений определяются достаточно четко по обильным остаткам ископаемой фауны, но повсюду

выделять отложения отдельных ярусов пока не представляется возможным. Только лишь в некоторых пунктах находились фаунистически охарактеризованные отложения того или иного яруса силурийской системы, реже — отложения нескольких ярусов совместно.

На п-ове Челюскин силурийские породы прорываются мощной интрузией среднепалеозойских гранитов, а в районе междуречья Тарей, Шренка и Верхней Таймыры среди этих пород наблюдаются мелкие интрузии и дайки субщелочных гранитоидов раннемезозойского возраста.

В западном Таймыре, по данным Ю. Е. Погребницкого, силурийские отложения приурочены к своду Карского антиклинория, обнажающемуся по южному побережью Пясинского залива. Развитые здесь глинисто-серицитовые сланцы, доломитизированные известняки, алевролиты и песчаники общей мощностью 500 м предположительно отнесены к лландоверскому ярусу. Выше согласно залегают черные битуминозные известково-глинистые сланцы, перемежающиеся с пластами темно-серых известняков. Сланцы содержат остатки граптолитов *Cyrtograptus* sp. и *Monoclimacis* sp., которые, по заключению А. М. Обути, характерны для венлокского яруса.

Верхнесилурийские отложения совместно с ниже- и среднедевонскими составляют здесь однообразную толщу пород, выделенную в устьясинскую свиту. Данная свита сложена черными глинистыми сланцами, доломитизированными и глинистыми известняками. Эти породы содержат мелкие рассеянные включения твердого битума до 1—4%. В них встречаются остатки птеропод рода *Styliolina* (определение Г. П. Лещенко), известные для интервала силур — средний девон.

Общая мощность пород устьясинской свиты достигает 500 м. Свита связана постепенным переходом с подстилающими отложениями венлокского яруса.

Довольно полный разрез силурийских отложений, по данным Н. П. Аникеева и А. И. Гусева (1936—1937), наблюдается в бассейне среднего течения р. Тарей и на участке верхнего течения р. Бинюда. Здесь эти отложения представлены серыми и темно-серыми толсто- и тонкослоистыми известняками с редкими пачками зеленовато-серых известково-глинистых сланцев. Известняки частично окремнены и содержат линзовидные и гнездовидные стяжения темного кремня. Нередко среди известняков встречаются прослойки темно-серых и черных пахучих пород, реже светло-серых и белых тонкозернистых раскристаллизованных разновидностей. В верхней части разреза породы содержат мелкие включения асфальтита. Мощность силурийских отложений 1500—1700 м.

В известняках обнаружены обильные остатки разнообразной фауны. Отсюда Б. Б. Чернышевым определены кораллы *Favosites gothlandicus* Lam. var. *vaigacensis* Tchern., *F. jakovlevi* Tchern., *F. undulatus* Tchern., *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *P. alveolaris* (Goldf.) var. *maxima* Tchern., *Palaeohalysites gothlandicus* (Jabe), *Halysites* ex gr. *catenularis* L. и ряд новых форм родов: *Pachypora*, *Columnaria* и *Tenuiphyllum*. В большом количестве имеются остатки строматопор, среди которых В. Н. Рябиным были установлены *Clathrodictyon kirgisum* Riab. и *Actinostroma* sp. nov. Из мшанок В. П. Нехорошевым обнаружены остатки *Phaenopora exellens* Bill. Кроме того, находились остатки башенковидных спирально завитых гастропод также

неопределимых головоногих. Согласно заключению О. И. Никифоровой, брахиоподы представлены формами *Barandella besciensis* T w e n c h., *Pentamerus oblongus* S o w. и *Orthis* sp. Комплекс фауны является лландоверским и венлокским.

Позднее (1957) наличие силурийских отложений в районе верхнего течения р. Бинюда подтверждено Г. Э. Грикуровым. По его данным, здесь обнажаются темно-серые и серые известняки мощностью до 200 м, содержащие остатки кораллов *Favosites* aff. *forbesi* E d w. et H a i t e и остракод *Leperditia* sp. и *Briartina* sp. По заключению М. С. Жижинной, эти кораллы указывают на венлокский и лудловский ярусы, а А. Ф. Абушик считает, что остракоды присущи силурийским и девонским отложениям.

К северу от этого района (территория истоков рек Тарей, Ленивой и Шренка) карбонатные породы силура обогащаются терригенным материалом. По данным В. И. Тычинского и С. М. Тильмана (1949 г.), силурийские отложения здесь имеют мощность 800—1000 м. Они представлены серыми, темно-серыми палевыми и коричневатыми песчанистыми и чистыми известняками, перемежающимися между собой. В самой верхней части разреза наблюдаются прослойки известково-глинистых сланцев. В известняках содержатся остатки разнообразной фауны и водорослей. По определениям М. А. Болховитиновой, Е. Д. Сошкиной и В. А. Сытовой фауна представлена следующими формами: кораллы *Favosites gothlandicus* (L a m.) var. *sulcata* T c h e r n., *F. kennihoensis* O z a k i var. *regularis* O z a k i, *F. cf. urvanzevi* T c h e r n., *Palaeofavosites alveolaris* (G o l d f.) var. *borealis* T c h e r n., *Halysites cf. escharoides* F i s c h e r - B e n s o n, *Palaeohalysites gothlandicus* J a b e, *Heliolites* ex gr. *decipiens* M' C o y, *Plasmopora fallax* T c h e r n., *Mycophyllum lilieformis* (E t h e r.), *Stauria prolifera* J i n.; брахиоподы *Camerella turienensis* K h o d a l., *Pentamerus cf. oblongus* S o w., *Virgiana barrandei* (B i l l.) var. *anticostiensis* T w e n c h., *Clorinda pseudolinguiifera* K o z l., *Homoespira* aff. *apronoformis* H a l l; остракоды *Kloedinia* sp. и прочие неопределимые формы, а также неясные остатки трилобитов.

В 1957 г. В. А. Черепановым были собраны многочисленные органические остатки в силурийских отложениях из бассейна верхнего течения р. Ленивой, которые позволили ему выделить отдельные ярусы в их составе.

Лландоверский ярус характеризуется черными и темно-серыми глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, перемежающимися с тонкими пластами глинистых известняков и доломитов. Породы включают остатки граптолитов, которые, по определению А. М. Обути, принадлежат *Climacograptus* sp., *Petaloliphus* sp., *Glyptograptus* aff. *tamariscus* (N i c h.), *Pristiograptus gregarius* (L a p w.), *P. concinnus* (L a p w.), *Demistrites triangulatus* (H a r k h.), *Hadrograptus* sp. Здесь также найдены остатки птеропод из семейства Styliolinidae. Мощность лландоверских отложений в этом районе 150—160 м.

Отложения лландоверского яруса постепенно сменяются аналогичной сланцевой толщей мощностью около 150 м, содержащей граптолиты венлокского яруса. Отсюда А. М. Обутин определены следующие формы: *Monoclimacis* sp., *Monograptus* sp., *M. cf. inordinis* E l l e s. Помимо того, был обнаружен отпечаток *Kionoceras* sp. indet.

Отложения устьясинской свиты в верхнем течении р. Ленивой залегают согласно на сланцево-карбонатной толще венлокского яруса. Представлены они серыми и темно-серыми доломитами и глинистыми

доломитами с прослоями кремнисто-глинистых сланцев и мергелей, количество которых резко возрастает в верхней части разреза. В них встречаются многочисленные конкреции пирита и остатки растений *Pteridorachis*, которые, по мнению А. М. Обу́та, свидетельствуют о верхнесилурийском или нижнедевонском возрасте. Помимо того, здесь же были обнаружены остатки гониатитов, близких представителям *Mimosphinctes* и *Palaeogoniatites*, известных из нижнего девона. Мощность устьпясинской свиты около 600 м.

В направлении к р. Нижней Таймыре в карбонатных породах силура резко сокращается количество песчанистого материала. В долине среднего течения Нижней Таймыры разрез силурийских отложений образован темно- и светло-серыми, от массивных до тонкослоистых, плотными и кавернозными, доломитизированными и чистыми известняками. Иногда породы несколько окремнены и в отдельных горизонтах содержат стяжения темно-коричневатого кремня. В верхней части разреза известняки перемежаются с тонкими прослоями и пачками известково-глинистых и глинистых сланцев. Местами сланцы замещаются сильно-глинистыми известняками.

По данным Ф. Г. Маркова (1951), мощность силурийских отложений в долине среднего течения р. Нижней Таймыры равна 1800—1900 м, тогда как А. В. Щербаков считает, что на правобережье этой же реки мощность силурийских отложений достигает 2900 м. Отсюда была собрана относительно богатая коллекция органических остатков. Из коллекции, доставленной Н. Н. Урванцевым (1931), Б. Б. Чернышевым (1937), были описаны следующие силурийские кораллы: *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.) var. *simplex* Tchern., *Favosites hisingeri* Edw. et Haime, *F. gothlandicus* Lam. var. *taimyrica* Tchern., *Palaeohalysites minimus* Tchern., *P. gothlandicus* (Jahe), *P. parallelus* (Schmidt) var. *taimyrica* Tchern., *Hexismia compacta* (Roming), *Propora arctica* Tchern.

Изучение остатков ископаемой фауны из коллекций Ф. Г. Маркова и А. В. Щербакова показало, что в бассейне среднего течения р. Нижней Таймыры имеются отложения лландовери, уинлока и лудлоу. Лландоверские отложения охарактеризованы кораллами и брахиоподами. По определениям Б. С. Соколова, кораллы представлены видами *Favosites sulcatus* Tchern., *F. ex gr. favosus* Goldf., *F. cf. kuklini* Tchern., *F. forbesi* Edw. et Haime, *Palaearea lopatini* Lindstr. Из брахиопод установлена форма *Pentamerus ex gr. borealis* Eichw. (определение О. И. Никифоровой). В отложениях лландовери — уинлока содержатся остатки кораллов *Favosites ex gr. borealis* Tchern., *F. vaigacensis* Tchern., *F. cf. kuklini* Tchern., *Heliotites interstinctus* Lin.; брахиопод *Pentamerus* sp., *Plectatrypa imbricata* Sow., *Catazyga* sp.; строматопор *Clathrodictyon cylindriciforme* Riab., *C. ex gr. fastigiatum* Nich. Отложения уинлоцкого яруса охарактеризованы граптолитами. По заключению А. М. Обу́та, здесь имеются остатки *Monograptus nudus* (Larw.), *M. alaicus* Obut., *M. spiralis* (Gein.). Наличие отложений лудлоу установлено по *Pentamerus oblongiformis* Nikif., (*Conchidium oblongiformis* Nikif.), *Atrypa ex gr. reticularis* L. и *Atrypa* sp. (определения Д. В. Наливкина).

Полоса известняковых силурийских пород мощностью порядка 2000 м прослеживается далее в верховье р. Траутфеттера, а оттуда через верховье р. Жданова в район среднего течения р. Преградной и бассейн нижнего и среднего течений р. Ключевки. Комплекс содержащейся

в этой толще фауны близок к комплексу фауны бассейна р. Нижней Таймыры. Кроме перечисленных форм кораллов и брахиопод, были установлены кораллы *Favosites* aff. *tarejaensis* Tchern., *F. jakovlevi* Tchern., *F. aff. andulatus* Tchern., *Palaeofavosites* aff. *turukchanicus* Sok., *Halysites* aff. *pseudoorthopteroides* Tchern., *H. aff. labyrinthicus* Goldf., *H. ex gr. catenularia* Lin., *Hexiemia* cf. *compacta* Roming., *Tollina* cf. *keyserlingi* (Toll), *Columnaria williamsi* (Chaidewick); брахиоподы *Parmorthis* ex gr. *elegantula* (Dalm.), *Nicollia* sp., *Camarella* sp., *Virgiana barrandei* (Bill.), *Leptaena* cf. *rhomboidalis* Wilck., *Atrypa sublepada* Vern., *Lyssathrypa linguata* Sow., *Spirifer pentameriformis* Tchern.

По направлению к северу от этой полосы развития карбонатных пород наблюдается исчезновение известняков. Они замещаются разнообразными сланцами. Согласно исследованиям М. Г. Равича и Л. Д. Мирошникова (1950), в бассейне р. Каменной и на участке правобережья р. Широкой на п-ове Челюскин имеется следующий разрез силурийских отложений. Здесь на песчаных известняках карадокского яруса согласно лежат породы лландоверского яруса, которые представлены черными, несколько филлитизированными, глинистыми сланцами. Среди них встречаются линзовидные прослои известково-глинистых сланцев, либо глинистых известняков. Сланцы содержат большое количество остатков граптолитов. По заключению А. М. Обуя, имеются следующие виды: *Pristiograptus* aff. *concinus* L arw., *Demirastrites* sp. indet. и плохой сохранности остатки *Axonolipa* (?). Помимо того, тут же находились остатки растений класса *Calanophytales*. Мощность лландоверских отложений 400—500 м.

Лландоверские отложения согласно перекрываются толщей черных и темно-серых алевропелитовых сланцев мощностью до 300—500 м. В низах толщи отмечается присутствие более грубого песчанистого материала. Обнаружены остатки граптолитов, среди которых имеются и уинлокские виды *Monograptus* aff. *riccartonensis* L arw., *M. ex gr. priodon* (V go u n) и *Monoclimalis* sp. indet. Выше залегает толща темноокрашенных рассланцованных алевролитов с прослоями пелитовых сланцев мощностью 400—450 м. Обнаружены остатки граптолитов *Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess) и других неопределимых форм, а в верхней части толщи находились ядра *Tentaculites* и отпечатки папцирей и хвостовых шипов ракообразных из отряда *Phyllocarida*.

Общая мощность силурийских отложений в районе р. Широкой колеблется в пределах 1100—1450 м.

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ ВПАДИНА

В Усть-Енисейской впадине силурийские отложения мощностью порядка 1330 м установлены бурением на Точинском поднятии Мало-Хетской антиклинали.

По данным Л. Д. Мирошникова (1954 г.), силурийские отложения в Мало-Хетской антиклинали представлены серыми и серо-зелеными метаморфизованными известняками и мраморами, а начиная с глубины 1193 м преимущественно доломитами. В карбонатных породах присутствуют редкие прослои аргиллитов, туфогенных песчаников, в верхних горизонтах — туфов и туффигов. Встречены также пластовые залежи, частично покровы диабазов, гналодиабазов, диабазовых порфиритов, порфиритов, габбро-диабазов. В верхней части разреза описываемых

пород располагается 35-метровая пачка туфов и туфолов, которая большинством исследователей относилась к триасу. Поскольку, однако, прослойки туфов в известняках встречаются и ниже, эту пачку правильнее включать в комплекс силурийских отложений.

Возраст описываемых пород определяется по находке на глубине 1038 м кораллов лландовери — венлока *Palaeohalysites* sp., *Palaeofavosites* cf. *mirabilis* Tchern., *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz. (определение М. С. Жижиной). На 100 м ниже обнаружены мшанки *Phaenopora* cf. *lindstromi* Ulr., *Ph.* cf. *siformis* Hall, *Stigmatella* cf. *foordii* Nick, *Pachidictya* cf. *flabellum* Lend., представленные, по определению М. И. Шульга-Нестеренко, частью силурийскими, частью ордовикскими формами. Вполне вероятно, что нижняя часть известково-доломитовой толщи, вскрытой на Точинском поднятии, относится к ордовику.

Следует отметить, что аналогичные породы — метаморфизованные известняки, чередующиеся с туфами, туфобрекчиями, покровами спилитов и витрофиров, обнаружены в скважинах и на поверхности у юго-восточного борта Усть-Енисейской впадины, в районе г. Игарки (Сакс, 1951). С. В. Шацким и И. В. Лебедевым (1952 г.) они отнесены там к докембрию, — вероятно, к синийскому комплексу.

На остальной площади Усть-Енисейской впадины силурийские отложения скважины не пройдены. По данным Р. М. Деменецкой (1952 г.), не исключена возможность нахождения силурийских известняков под юрско-меловой толщей на своде Мало-Хетской антиклинали, к северо-востоку и югу от Точинского поднятия. Результаты проведенной М. П. Зенченко на междуречье Енисея и р. Большой Хеты сейсмической разведки позволяют предположить распространение известняков (силур?) под юрско-меловым покровом к востоку от р. Малой Хеты вплоть до Енисея.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Западная окраина

Отложения силура (готландия) по сравнению с ордовикскими породами распространены на значительно меньшей площади. В Канско-Ангарской впадине они целиком отсутствуют и разрезы силура по западной окраине платформы начинаются только в пределах бассейна р. Подкаменной Тунгуски.

В описываемой части платформы развиты главным образом отложения нижнего отдела силура.

Кочумдекская свита выделяется Г. Ф. Лунгерсгаузенем в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. Она залегает на отложениях столбовой свиты и сложена почти целиком волнисто наслоенными тонкоплитчатыми серо-зелеными и черными воючими известняками и подчиненными глинистыми прослоями. В свите встречаются в изобилии колонциальные кораллы и брахиоподы, а в основании ее — граптолиты, указывающие на принадлежность пород к лландоверскому и венлокскому ярусам силура. Из фауны отмечены граптолиты *Hedrograptus tungussensis* Obut, *Diplograptus modestus* Larw. var. *sibiricus* Obut; брахиоподы *Mendacella tungussensis* Nikif., *Pentamerus schmidti* Leb., *Coelospira hemisphaerica* (Sow.) и др.; кораллы *Palaeofavosites paulus* Sok., *Parastriatopora rhisoides* Sok, *Multisonella tortuosa*; мшанки, криноидеи и др.

Северо-западнее, на р. Бахте, ее левобережном притоке — р. Тынепе (Обручев, 1931) и в Анакитской антиклинали на р. Нижней Тунгуске отмечаются аналоги кочумдекской свиты — массивные известняки и доломитизированные известняки серого и темно-серого цвета. На р. Бахте эти отложения переполнены кораллами и другими органическими остатками. Видимая мощность данных отложений 40—50 м.

Западнее Анакитской антиклинали — в районе Туруханского поднятия (по рекам Северной и Летней) и на р. Курейке, по данным В. В. Меннера и В. Н. Григорьева, силурийские породы связаны постепенным переходом с ордовикскими. Силурийская толща начинается здесь; по-видимому, граптолитовыми сланцами, залегающими внутри пачки темно-серых и черных аргиллитов, отнесенных этими исследователями к верхам ордовика — низам лландовери. Мощность переходной пачки 60—80 м.

Вышележащая толща зеленовато-серых мергелей с прослоями органично-обломочных известняков содержит разнообразную фауну лландовери, почти повторяющую в видовом отношении фауну р. Подкаменной Тунгуски. Мощность толщи 80—90 м.

Над нею залегает пачка известняков мощностью до 60 м с кораллами (табуляты и ругоза), мшанками и пеллециподами, указывающими на принадлежность пород к венлоку. Среди нее характерны *Clathrodiction regularia* R. o. s. var. *podolicum*, *Stromatopora rzonnickii* J a w o g., *Parastriatopora* sp.

Разрез на р. Курейке заканчивается толщей пород, состоящей из чередования серых известняков и мергелей с отдельными прослоями внутрiformационных конгломератов. Мощность толщи 100 м. Фауна содержится во всей свите, но в верхних частях она становится беднее и представлена мелкими формами. Состав фауны указывает на принадлежность пород этой свиты к лудловскому ярусу верхнего отдела силура. А. Ф. Абушик отсюда указывает *Clathrodiction foetigiatum* Nich., *Favosites* ex gr. *F. festivus* В. Tchern., *Thamnopora kureikaensis* Sok., *Orthoceras* cf. *placidum* Barr., *Protathyris didyma* Dalm. и др.

Севернее, в районе Норильского плато, породы ордовика и силура достаточно точно пока еще не могут быть разграничены, но, по данным Ю. М. Шейнманна (1946б), силур в глубокой скважине пос. Валек залегают согласно на ордовике и соответствует так называемой вальковской свите, состоящей (снизу вверх) из серых и черных аргиллитов с обильными граптолитами и прослоями серых известняков общей мощностью 370 м. Выше залегают светлые плитчатые, иногда брекчированные известняки с прослоями зеленовато-серых мергелей и обильной фауной венлокского яруса (кораллы, брахиоподы, трилобиты). Мощность их порядка 200 м. Разрез силурийских отложений заканчивается здесь слоями с щитками эвриптерид, вероятно, лудловского возраста. Неполная мощность их около 50 м.

Общая мощность силурийских пород в районе Норильского плато превышает 550 м.

Из приведенного краткого обзора силурийских отложений западной окраины Сибирской платформы можно сделать следующие выводы.

Во-первых, силур всюду здесь представлен породами открытого, большей частью мелководного бассейна с очень богатой коралловой, мшанковой, водорослевой и граптолитовой фауной; максимального распространения, а также, по-видимому, и наибольшей глубины этот бас-

сейн (в отдельных частях — особенно на крайнем северо-западе) достигает во второй половине лландоверского века, когда почти повсеместно начинают отлагаться тонкие илистые породы, превратившиеся позднее в черные и темно-серые аргиллиты, мергели и пелитоморфные известняки.

Наряду с углублением центральных частей бассейна к северо-западу в этом же направлении растут и общие мощности пород силура. Если на р. Подкаменной Тунгуске неполный разрез лландовери и венлока представлен 60-метровой пачкой известняков, то уже на реках Нижней Тунгуске и Курейке разрез этот более полон и достигает мощности 240—270 м. Еще заметнее мощность силура возрастает с приближением к Норильскому району, где она достигает не менее 550 м, причем здесь, так же как и на Курейке, известны палеонтологически охарактеризованные породы лудловского яруса.

Во-вторых, разобранные выше соотношения между силуром и ордовиком показывают, что граница между двумя этими системами для западной окраины платформы как по фауне, так и по составу слагающих пограничных пород не всегда достаточно отчетлива и местами совершенно условна. Так, на р. Курейке и севернее она проводится внутри свиты темно-серых и черных аргиллитов по подошве граптолитовых сланцев. Здесь отложения силура и ордовика связаны друг с другом постепенным переходом. Более отчетливо и даже со следами слабо выраженного перерыва намечается граница между ордовиком и силуром в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. Такая же картина различных соотношений между той и другой системами наблюдается и во многих других районах Сибирской платформы. Следовательно, о повсеместном перерыве между ними, как на это указывают некоторые исследователи (Никифорова, 1955), в настоящее время говорить нельзя.

АНАБАРСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Отложения силурийской системы играют значительную роль в геологическом строении западной части Анабарской антеклизы в бассейне р. Котуя. Вопросами стратиграфии силура здесь занимались О. И. Никифорова, А. А. Высоцкий и А. Л. Гроздилов. Последний впервые обобщил все данные по стратиграфии силурийских отложений и согласно с построениями О. И. Никифоровой разделил силурийскую систему на нижний и верхний отделы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего силура представлены достаточно полно и содержат богатый комплекс разнообразной фауны, позволяющей расчленить их на два яруса: лландоверский и венлокский. Отложения лландовери охарактеризованы фауной весьма широко и полно, а отложения венлокского века устанавливаются только на отдельных участках, причем в ряде случаев из-за отсутствия фаунистических находок выделяются условно.

Лландоверский ярус представлен однообразной толщей, сложенной преимущественно массивными и толстослоистыми известняками, часто глинистыми, окрашенными обычно в серые и темно-серые цвета, нередко с коричневатым оттенком. Гораздо реже встречаются тонкослоистые и плитчатые разновидности, а также известняки со светло-серыми

и желтоватыми тонами окраски. Весьма характерна для лландоверских известняков незначительная битуминозность. В составе толщ иногда встречаются прослой и пачки доломитовых известняков, доломитов и известковистых мергелей.

В бассейне р. Котуя выходы отложений лландовери встречены на возвышенностях, где берут начало реки Чангоды-Даалдын и Макгажит. Южнее лландоверские отложения установлены на р. Котуе, где обнажаются на протяжении 30—35 км. Далее на восток отложения лландоверского яруса захватывают верхние течения рек Мойерокана, Верхней и Нижней Томбы и Маркоки.

Непосредственный контакт пород лландовери с ордовикскими отложениями наблюдался О. И. Никифоровой, А. А. Высоцким и А. Л. Гроздиловым на р. Мойеро. Несмотря на отсутствие здесь признаков несогласия и следов размыва, фаунистические данные указывают на перерыв в отложениях между ордовиком и силуром, захватывающий верхи верхнего ордовика и низы силура.

В северо-западной части Анабарской антеклизы Е. И. Подкопаевым установлено в ряде мест выпадение из разреза горизонта песчаников и резкая смена фаций, что также дает основание предполагать наличие перерыва в осадконакоплении на границе ордовика и силура.

Наиболее полно разрезы лландоверских отложений были изучены в бассейне р. Мойеро. О. И. Никифорова по преобладанию некоторых видов фауны выделяет следующие горизонты (снизу вверх):

1. Горизонт с граптолитами *Diplograptus mojeroensis* Obut., *Pseudoclimacograptus hughesi* (Nich.), *Prispiograptus gregarius* (Larw) sub sp. *angusta* Obut., состоящий из черных известковистых аргиллитов и темно-серых пелитоморфных тонкоплитчатых доломитисто-глинистых известняков 30 м
2. Горизонт с *Parmorthis neocrassa* Nikif., *Stricklandia lens* Bill., сложенный серыми и буровато-серыми тонкозернистыми известняками, доломитисто-глинистыми известняками и органогенно-обломочными известняками 70 „
3. Горизонт с *Chasmatopora moyeroensis* Nekh., *Nomatopora spiralis* Nekh., *Coelospira duboisi* (Vern.), *Pentamerus czekanowski* Schm., образованный серыми, темно-серыми и буровато-серыми пелитоморфными, иногда органогенными известняками. В верхней части горизонта имеются тонкие глинистые прослой 38 „
4. Горизонт с *Coelospira hemisphaerica* (Sow.), *Mendacella tungusensis* Nikif., *Meristella lacrina* Nikif., *Pentamerus schmidtii* Leb., сложенный светло-серыми и темно-серыми, тонкослоистыми, пелитоморфными, глинистыми и органогенными известняками. В верхней части наблюдается чередование зеленовато-серых аргиллитов, мергелей и серых органогенных и пелитоморфных тонкослоистых известняков. В нижней части известняки преимущественно глинистые 42 „
5. Горизонт с кораллами *Palaeohalysites arcticus* Tchern., *Favosites* ex gr. *hisingeri* Edw. et Haime, *Parastriatopora arctica* Tchern и др., представленный серыми, темно-серыми, тонкослоистыми известняками и прослоями светло-серых органогенных известняков 35 „

Суммарная мощность отложений лландоверского яруса на р. Мойеро 215 м.

К западу от бассейна р. Мойеро на водоразделе рек Туголана и Чангоды согласно данным Е. И. Подкопаева и В. В. Ермолаева общая (без деления на горизонты) характеристика отложений лландоверского яруса аналогична вышеприведенной. Лландоверский возраст этих отложений вполне определенно устанавливается по фауне *Coelospira* (?) *hemisphaerica* (Sow.), *Mendacella tungusensis* Nikif., *Bumastus* sp., *Favosites* aff. *dothlandicus* (Lam.), *Palaeofavosites* sp., *Mul-*

tisolenia cf. *formosa* Sok., *Pentagonocyclicus borealis* Jelt., *P. asper* Jelt., *P. crassimuralis* Jelt., *Worthenia* sp., *Laxonema* sp., *Euomphalus* sp.

Суммарная мощность отложений лландоверского яруса в этом районе, установленная Е. И. Подкопаевым и В. В. Ермолаевым, 200—250 м.

На р. Котуе ниже устья р. Чиринды на крыльях антиклинальной складки, в ядре которой установлены фаунистически охарактеризованные отложения верхнего ордовика, вскрыта толща карбонатных пород, содержащих фауну лландоверского яруса, среди которой М. С. Жижиной из сборов Я. И. Полькина и И. И. Пичугина определены *Favosites* aff. *gothlandicus* (Lam.), *Parastriatopora* sp., *Streptelasma* sp., *Phacops* cf. *leatus* Ang. и др. В образцах, содержащих вышеприведенную фауну, был найден коралл *Loyolophyllum* sp. (определение Э. З. Бульванкер), близкий к формам, распространенным в Кузбассе и на Урале среди девонских отложений. Мощность толщи пород лландоверского яруса в данном участке осталась невыясненной. Я. И. Полькин для всех силурийских пород данного участка приводит мощность, равную 600 м, оговариваясь при этом, что такая большая мощность указывает на возможное наличие более высоких горизонтов силура, чем лландовери.

К востоку от р. Мойеро, между верховьями рек Мойерокана и Верхней Томбы, была прослежена лишь нижняя, 80-метровая часть разреза лландовери. Здесь нижний горизонт лландовери мощностью 40 м представлен темно-серыми плитчатыми известняками с тонкими прослоями брекчиевидного известняка, содержащего брахиоподы *Parmorthis crassa* (Lind.), *Coelospira duboisi* (Vern.), *Stropheodonta* sp. Выше залегают буровато-серые известняки мощностью 20 м с брахиоподами *Lissatrypa* sp. и кораллами. На них залегают темно-серые грубослоистые глинистые известняки мощностью до 20 м.

Венлокский ярус представлен различными известняками, мергелями и доломитами. Среди известняков, слагающих основную часть разреза, отмечаются органогенные, водорослевые, глинистые доломитизированные и слабобитуминозные разновидности. Среди мергелей присутствуют как известковистые, так и доломитизированные разновидности, иногда с примесью алевритового материала. Доломиты представлены чистыми и известковистыми разновидностями, изредка также с примесью алевритового материала. Присутствие в восточных разрезах, помимо перечисленных выше пород, гипсоносных доломитов, известково-глинистых сланцев, песчаных известняков и аргиллитов, указывает на более мелководный характер отложений.

Отложения венлокского яруса имеют очень ограниченное распространение. Они условно выделяются в долине р. Котуя, на участке, расположенном на 26—40 км ниже устья р. Чиринды. На р. Мойеро низы венлокского яруса обнажаются также на ограниченном участке вверх от устья р. Мойерокана. Выше устья р. Янгоды эти отложения распространены в виде полосы шириной 22—23 км. Восточнее они прослеживаются в верховьях рек Янгоды и Мойерокана.

На р. Мойеро нижняя граница венлокского яруса О. И. Никифоровой условно проведена над пачкой коралловых известняков, венчающих горизонт с *Pentamerus schmidtii* Leb.

Верхняя граница определяется сменой карбонатных отложений венлока гипсоносной толщей, возраст которой в целом определяется как лудловский.

Наиболее полно отложения венлокского яруса описаны О. И. Никифоровой по р. Мойеро, где они представлены известняками, мергелями и доломитами. Известняки, обычно серого цвета (различных оттенков), в этом разрезе преобладают и имеют преимущественно массивное сложение. Присутствие мергелей установлено только в самом основании разреза, где они являются пестроцветными и окрашены в красно-бурый и зеленовато-серый тона. Характерно наличие в средней части разреза конгломератов с галькой известняков, свидетельствующих о перерыве в осадконакоплении. Мощность отложений венлокского яруса на р. Мойеро около 350 м. Венлокский возраст определяется на основании находок *Favosites gothlandicus* (Lam.), *F. discoideus* Roem., *F. niagarensis* Hall., *F. ex gr. forbesi* Edw. et Haime, *F. ex gr. randus* Sok., *F. favositoides* Ozaki, *Multisolenia formosa* Sok., *Syringopora* cf. *bifurcata* Orb., *Labechia regularis* Ros., *Clathrodictyon fastigiatum* Nich., *Armenoceras raport* Bill. A. cf. *imbricatum* (Wahl), *Othoceras* (?) *meadamense* Me Leagn.

Следует отметить, что в нижней части описанной толщи, по заключению Б. С. Соколова, среди кораллов встречаются еще лландоверские формы. Вместе с тем значительно сокращается число представителей лландоверского рода *Parasriatopora* и появляется большое количество видов рода *Multisolenia*, характерных для локпартских слоев (венлок) Северной Америки.

На р. Котуе, ниже устья р. Чиринды, на северо-западном крыле антиклинальной складки, по данным Я. И. Полькина, к венлоку должна быть отнесена толща известняков. Здесь встречаются водорослевые, органогенно-обломочные и битуминозные разновидности. В верхней части известняковой толщи отмечаются стяжения темно-серого кремня и часто встречаются остатки кораллов *Favosites*, *Multisolenia*, а также единичные экземпляры ортоцератитов.

Эта толща залегает между фаунистически охарактеризованными отложениями лландоверского яруса и гипсоносной толщей лудловского яруса.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

К верхнему силуру (лудловский ярус) относятся широко развитые в бассейне р. Котуя пестроцветные гипсоносные породы, залегающие между фаунистически охарактеризованными отложениями венлокского яруса нижнего силура и живетского яруса среднего девона.

По сравнению с отложениями венлокского яруса лудловские отложения распространены более широко. Выходы их отмечаются в долине р. Котуя, в 17 км выше устья р. Сиды, и на участке между устьями рек Чиринды и Воеволи-Хана. В долине р. Воеволи-Хана в 30 км от устья, небольшой выход лудловских отложений наблюдался в тектоническом контакте с породами доломитов и туфами. Отложения этого яруса были прослежены также в среднем течении рек Кольды и Сиды (правый приток р. Котуя). Восточнее они распространены в бассейнах рек Мугамгу и Дюкара и по долине р. Мойеро, на прилегающем к ним участке. Далее они прослежены на междуречье Мойерокан — Верхняя Томба.

Отложения лудловского яруса в западной части территории залегают без видимого несогласия на породах венлокского яруса, перекрываясь пермскими или чаще четвертичными отложениями, а на востоке — на различных горизонтах венлокского и лландоверского ярусов. Они представлены преимущественно зеленовато-красными и голубоватыми

глинистыми известняками и доломитами. Повсеместно наблюдаются прослой и пласты гипса.

Наиболее детально и полно разрез лудловского яруса описан О. И. Никифоровой и А. А. Высоцким на р. Мойеро. Здесь породы представлены пестроцветной толщей мергелей и доломитов. Нижняя часть разреза характеризуется наличием мощных (до 6—8 м) пластов гипса, чередующихся с такими же или более мощными пачками доломитов. В верхней части разреза мергели и тонкоплитчатые доломиты переслаиваются с тонкими прослоями волокнистого гипса. В средней части разреза отмечается неровная кровля у 4-метрового пласта гипса, свидетельствующая о его размыве. В основании разреза залегает 7,5-метровая пачка красно-бурых и зеленовато-серых мергелей, переслаивающихся с глинистыми голубовато-серыми и буровато-серыми доломитами, заключающими кораллы *Favosites* sp. nov. (Sok. in Coll.) лудловского облика. По данным О. И. Никифоровой и Л. Д. Мирошникова, суммарная мощность отложений лудловского яруса на р. Мойеро 140—150 м. Однако, как отмечает О. И. Никифорова, эта мощность может быть несколько завышенной, так как при составлении сводного разреза, в условиях его большого литологического однообразия, одни и те же толщи могли быть включены дважды.

По р. Котую, в 12 км выше устья р. Чиринды, по данным С. В. Воскресенского, нижняя часть лудловского яруса представлена глинистыми известняками малинового, серого, темно-серого, иногда зеленовато-серого цвета, тонко- и толстоплитчатыми. Реже среди этих пород встречаются чистые разновидности известняков. Видимая мощность этих отложений около 100 м. В 1,5 км выше по р. Котую и стратиграфически выше по разрезу обнажаются зеленовато-серые тонкоплитчатые глинистые известняки видимой мощностью 80—90 м. Они перекрываются зеленовато-серыми известняками и тонкоплитчатыми мергелями малинового цвета. В последних наблюдаются тонкие прослой и линзы гипсов. Мощность этой пачки пород 40—45 м.

В долине р. Воеволи-Хана, в 30 км от устья, в небольшом коренном выходе Ю. Г. Гором были описаны тонкоплитчатые глинистые известняки с зеленоватым, розоватым и синеватым оттенками, перекрывающиеся светло-серыми доломитистыми известняками, содержащими большое количество остракод *Leperditia* sp. *indetre.*, характерных, по мнению Я. К. Зекель, для верхов силура и низов девона. Мощность этой пачки пород не превышает 30 м. Стратиграфическое положение ее по отношению к котуйскому разрезу осталось невыясненным. Мощность отложений лудловского яруса на р. Котуе, по-видимому, не менее 220 м.

На междуречье Мойерокана и Верхней Томбы разрез отложений лудловского яруса имеет большое сходство с разрезом, описанным О. И. Никифоровой по р. Мойеро. По данным С. Ф. Духанина, разрез начинается с гипсоносной толщи, залегающей на различных горизонтах нижнесилурийских отложений. Представлена эта толща несколькими пластами мелкокристаллического сахаровидного гипса, переслаивающегося с глинисто-доломитистыми известняками кирпично-красного и зеленого цвета. Суммарная мощность гипсоносной толщи не менее 26—30 м. Перекрывается она пестроцветной толщей, представленной мергелями и доломитисто-глинистыми известняками кирпично-красного и зеленого цвета, с маломощными линзовидными прослоями селенитов. Приблизительная мощность ее около 800 м. Примерно в 60 м от основания пестроцветной толщи С. Ф. Духаниным были найдены остракоды,

среди которых А. Ф. Абушик определены *Leperditia* ex gr. *mathewsi* Ulr. et Bass., *Leperditia* ex gr. *insularis* Bein. Кроме того, среди остракод, собранных Г. И. Поршневым в аналогичных отложениях в верхнем течении р. Дюкара, были определены *Leperditia* cf. *antiscalearis* Swart., *L. ex gr. tureaca* Schmidt., *L. fabado* Rein.

По заключению А. Ф. Абушик, большинство из перечисленных форм характерно для верхнего отдела силура, а *Leperditia* ex gr. *mathewsi* Ulr. et Bass. характерна для тополовейской формации (верхняя половина лудловского яруса) Северной Америки.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

В Западном Саяне силурийские отложения распространены только во внутренних частях, где слагают значительные площади. Нижняя граница силура в Западном Саяне является спорной, поскольку некоторые исследователи к низам силура относят верхние горизонты шигнетской серии, тогда как другие геологи считают, что шигнетская серия по возрасту не выходит за пределы ордовика.

Силурийские отложения в пределах территории Западного Саяна выходят широкой полосой субширотного простирания, протягивающейся от бассейна р. Отук-Суга (приток р. Большой Уры) на востоке в бассейны верхнего течения р. Кантегира и р. Она на западе; кроме того, они слагают ряд наложенных мульд в центральной части Западного Саяна и выстилают основание небольших межгорных впадин — Усинской по среднему течению р. Ус и Чулаксинской в верховьях р. Большие Уры.

Силурийские отложения в главной полосе развития начали изучаться лишь в 1957 г.; лучше всего они изучены в бассейне р. Отук-Суг, где выделены под названием отуксугской серии. Последняя располагается с разрывом и угловым несогласием на различных горизонтах шигнетской серии. По литологическим особенностям отуксугская серия отчетливо подразделяется на три свиты. Все свиты залегают согласно и связаны между собой постепенными переходами.

Нижнеотуксугская свита состоит из чередующихся пачек вишнево-красных песчаников, зеленых и зелено-серых известковистых песчаников с подчиненными прослоями кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Роль последних вниз по разрезу увеличивается. В основании находится пачка базальных конгломератов изменчивой мощности — от 50 до 200 м. Породы содержат нижнесилурийские мшанки *Amplexopora* sp., *Lioclema* sp. Мощность свиты 800—1000 м.

Среднеотуксугская свита представлена почти исключительно известняками — зелено-серыми, темно-серыми, черными, большей частью тонкоплитчатыми и рассланцованными, среди которых наблюдаются прослои зеленых известковистых песчаников. В известняках содержится большое количество мшанок, брахиопод, кораллов, гастропод. Из нижней половины свиты известны нижнесилурийские мшанки *Amplexopora* cf. *obducta* Astr. и *Lioclema* cf. *perexigymum* Astr. В верхней половине свиты собраны мшанки *Heterotrypa* aff. *enormis*; брахиоподы *Dalmanella?* sp. *Spirifer* sp. (близкий к *Spirifer pedashenkoi* Tchern.), *Leptaena* cf. *rhomboidales*, которые определяют возраст отложений скорее всего как верхнесилурийский. По всей видимости, среднеотуксугская свита охватывает по возрасту смежные части нижнего и верхнего отделов силура. Мощность свиты достигает 2000 м.

Верхнеотуксугская свита делится на две подсвиты. Нижняя из них сложена тонкоплитчатыми «звенящими» мергелями, известково-глинистыми сланцами и известковистыми песчаниками, окрашенными в серые и серо-зеленые тона; редко присутствуют маломощные прослои светло-серых органогенных известняков. Мощность подсвиты около 1000 м. Верхняя подсвита представляет собой монотонную толщу тонкочередующихся серых и темно-серых кварцевых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В средней части подсвиты содержится горизонт зеленых мшанковых известковистых песчаников. Отсюда определены *Semicoscinium* sp., указывающие на верхнесилурийский возраст верхнеотуксугской свиты. Мощность подсвиты превышает 1200 м.

С некоторыми изменениями приведенный разрез прослеживается в направлении на запад, в бассейн рек Кантегира и Она.

В наложенных мульдах — на реках Шигната и Узун-Суг и на водоразделе рек Отук-Суг и Такмагаш — силурийские отложения залегают резко несогласно на подстилающих образованиях ордовика и кембрийского периода и представлены 1000-метровой толщей преимущественно различных органогенных известняков, в которых содержатся только верхнесилурийские формы. Из них наиболее характерны брахиоподы *Meristella (Protathyris) didyma*, *Stegerhynchus* ex gr. *decemplicatus* var. *angaciensis* Tchern.

В Усинской межгорной впадине силурийские отложения представлены только верхним отделом. Они выделяются здесь под названием шиштыкской свиты, которая подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита отделена от подстилающих кембрийских отложений крупным перерывом и залегает на них с резким угловым несогласием. В основании подсвиты находится базальный конгломерат, выше которого следует толща красных полимиктовых песчаников, в свою очередь переходящих в толщу зеленых известковистых песчаников с многочисленными горизонтами органогенных известняков. Отсюда известны многочисленные определения фауны. Наиболее часто встречаются следующие брахиоподы: *Protathyris didyma* Dalm., *Conchidium* sp., *Spiriferex* ex gr. *elavatus* Dalm., *Camarotoechia absuensis* Tchern., *Protathyris didyma* Dalm., являющиеся руководящими верхнесилурийскими формами. Мощность подсвиты 1200—1500 м.

Средняя подсвита сложена серыми и красными песчаниками, чередующимися с алевролитами. Мощность ее около 1000 м.

Верхняя подсвита состоит главным образом из красных полимиктовых песчаников со следами ряби и волноприбойными знаками. Среди песчаников встречаются редкие прослои известняков с верхнесилурийскими брахиоподами *Protathyris didyma* Dalm., *Stegerhynchus* ex gr. *decemplicatus* var. *angaciensis* Tchern., *Camarotoechia absuensis* Tchern. и др.

Мощность подсвиты достигает 2000 м.

Суммарная мощность шиштыкской свиты 4000—4500 м.

При переходе к краевым частям Усинской впадины описанный разрез шиштыкской свиты полностью замещается толщей континентальных красноцветных песчаников, не содержащих известняков.

В Чулаксинской впадине известен лишь верхний отдел силура, представленный здесь двумя согласно пластующимися толщами. Нижняя толща включает базальную пачку красноцветных песчаников и конгломератов, переходящую вверх по разрезу в зеленые и бурые извест-

ковистые песчаники и чередующиеся с пластами серых органогенных известняков: брахиоподовых, мшанковых, криноидных и др. Из нижней толщи определены брахиоподы *Conchidium* sp., *Meristella* sp., *Stegerhynchus* ex gr. *decemplicatus* var. *angaciensis* Tchern., *Spirifer pedashenkoi* Tchern., *Spirifer elevatus* Dalm., *Camarotoechia ubsuensis* Tchern. и др.; мшанки *Semicoscinium* sp., *Fistulopora* sp., *Monotrypa* sp. и др. Этот комплекс фауны с уверенностью датирует возраст вмещающих отложений как верхнесилурийский. Мощность толщи 1200 м.

Верхняя толща представлена рыже-красными кослоистыми песчаниками, переслаивающимися с зелеными известковистыми алевролитами и редкими горизонтами известняков. Мощность ее 1100 м.

ОБЩАЯ СВОДКА

Силурийские отложения повсеместно как в геосинклинальных, так и в платформенных районах, представлены мелководными образованиями, более или менее тонкими и соответственно отложившимися в условиях сравнительно спокойной среды. Формирование пород силура, естественно, происходило несколько различно в платформенных и геосинклинальных областях, что заметно сказывается на характере самих пород. В геосинклинальных областях рельеф дна морского бассейна и окружающих участков суши для всего времени силура расчленен был значительно больше по сравнению с платформенными районами, и поэтому в первых накопились более грубые и более мощные, преимущественно обломочные, в том числе конгломератовые, породы. Наоборот, в платформенных бассейнах этого времени отлагались преимущественно тонкие известковистые и глинистые илы, которые впоследствии дали начало образованию различного рода известняков, глин, глинистых и известковистых сланцев. Общие площади морской седиментации по сравнению с ордовикским временем в силуре были сокращены. Максимального развития морской силурийский бассейн, по-видимому, достиг в конце лландоверского — начале венлокского века (рис. 31), когда на платформе почти повсеместно образовывались тонкие илистые, вероятно наиболее глубоководные осадки, сформировавшиеся затем в черные и темно-серые глины и глинистые сланцы, мергели и пелитоморфные известняки; в геосинклинальных впадинах максимальное развитие получают известняки.

Соотношения между ордовиком и силуром, как показывает анализ вышеприведенных материалов, не везде одинаковы, что, естественно, обусловлено структурным положением того или иного района. На западе платформы, т. е. по всей западной окраине Тунгусской синеклизы, граница между двумя этими системами как по фауне, так и по составу пород, слагающих пограничные слои, не всегда достаточно отчетлива и местами проводится условно в однородных толщах по появлению преобладающей в них силурийской фауны. Так, на северо-западе платформы (в районе Туруханского поднятия и на р. Курейке) силурийские породы связаны с ордовикскими постепенным переходом и граница между ними проводится условно внутри толщи темно-серых и черных аргиллитов по подошве граптолитовых сланцев.

В пределах Таймырской складчатой области, как отмечает Ф. Г. Марков, силурийские отложения связаны с ордовикскими тесными переходами; наоборот, для восточной окраины Тунгусской синеклизы (бассейн р. Мойеро) О. И. Никифорова указывает на наличие пере-

рыва между ними. Слабые следы перерыва между силуром и ордовиком намечаются также в бассейне р. Подкаменной Тунгуски.

Угловое несогласие, перерыв и иные структурные формы для силурийских отложений, по описаниям Ю. Х. Егизарова (1957), существ-

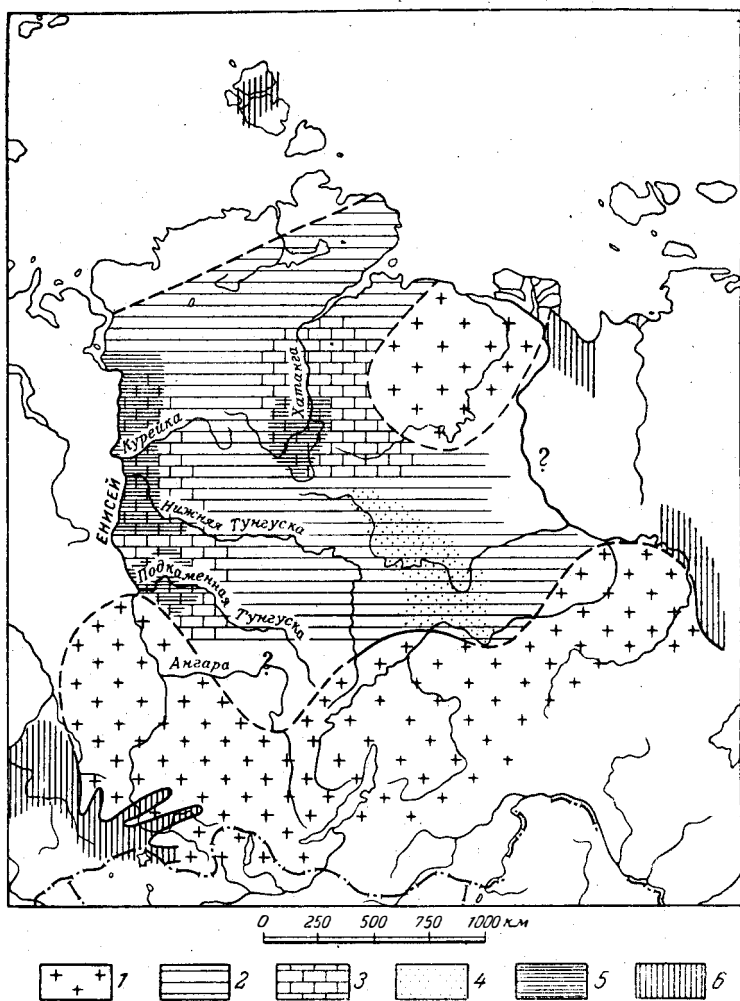


Рис. 31. Палеогеография Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей в нижнесилурийское время (ландовери и венлок) (составил Н. С. Зайцев)

1 — суша; 2 — платформенное море; 3 — карбонатные породы (преимущественно известняки, доломиты, мергели); 4 — преимущественно алеволиты, часть красноцветные и загипсованные, прослои известняков и доломитов; 5 — граптолитовые и глинистые сланцы, известняки; 6 — море геосинклиналей и межгорных впадин

вуют на островах Северной Земли. Здесь породы силура собраны в более простые и пологие складки по сравнению с породами ордовика. Такая же картина резкого углового несогласия между ордовиком и силуром, более слабого метаморфизма пород последнего и более простых структурных форм отмечается всеми исследователями для силура

Западного Саяна. Однако с продвижением к югу — в пределы Тувинской зоны Западного Саяна, как установлено в последние годы работами Е. В. Владимирской и др., граница несогласия смещается стратиграфически несколько вниз. Самые верхние части фаунистически охарактеризованного ордовика в этих районах связаны постепенными переходами с породами лландоверского яруса, а остальная часть ордовикских отложений отделена от них перерывом и угловым несогласием. Близкая к этому картина, по-видимому, наблюдается и в некоторых районах Горного Алтая. В Западном Саяне к силуру следует относить только так называемый (по А. Г. Сивову) шиштыкский комплекс или отложения так называемой отуксугской серии, относящиеся к нижнему отделу силура (лландовери—венлок), а также различные породы, относящиеся к верхнему отделу (лудловский ярус).

В Западном Саяне силурийские отложения прорваны крупными интрузиями гранитов так называемого джойского или сютхольского интрузивных комплексов.

Мощности силурийских отложений для различных структурных элементов также сильно варьируют. В геосинклинальных областях они значительно превышают мощности разновозрастных отложений, развитых на Сибирской платформе, в том числе и по западной ее окраине, входящей в состав Красноярского края. В направлении с юга на север изменение мощностей пород силура происходит примерно следующим образом.

В Западном Саяне (Усинская впадина) мощность силурийских отложений, по данным различных авторов, в среднем составляет около 1,5 км. Западнее, по левобережью Енисея, она резко увеличивается и

Таблица 7

Схема сопоставления стратиграфических разрезов силурийских отложений
(составил Н. С. Зайцев)

Система	Отдел	Ярус	Полуостров Таймыр	Сибирская платформа	
				Туруханское под- нятие (бассейн рр. Нижней и Су- хой Тунгусок)	Западный склон Анабарской анте- клизы (бассейн рр. Мойеро, Котуя и др.)
Силурийская	Верхний	Лудловский	Преимущест- венно известня- ки, известково- глинистые слан- цы, местами опесчаненные с разнообразной фауной. 800— 1900 м	Серые известняки и мергели с вну- триформационны- ми конгломерата- ми. До 100 м	Пестроцветные глинистые извест- няки и доломиты с прослоями (100— 200 м и более) гипса
		Венлокский		Известняки с ко- раллами, мшанками и пеллециподами. 60 м	Известняки, мер- гели, доломиты. До 350 м
	Нижний	Лландоверский		Темные граптоли- товые сланцы, ар- гиллиты — внизу, мергели и извест- няки — вверху. 130—140 м	Массивные и тон- кослоистые темно- серые известняки. 200—250 м ~~~~~ В низу разреза воз- можен перерыв

достигает примерно 3,5 км, причем из них на долю пород, относящихся только к нижнему отделу силура, приходится более 2 км.

На платформе мощность силурийских пород изменяется с юга на север таким образом: в бассейне Подкаменной Тунгуски мощность всех отложений силура 60 м; севернее, на Нижней Тунгуске и Курейке, 240—270 м; у Норильского района достигает примерно 550 м; в Усть-Енисейской впадине, по очень приблизительным данным В. Н. Сакса, оценивается примерно в 1000 м и, возможно, несколько более. На Таймырском полуострове мощности силура в различных местах различны, но, в общем, колеблются в пределах 1,5—2 км. Примерно такой же величины они достигают на островах Северной Земли.

Итак, из приведенных цифровых данных следует, во-первых, что на платформе (табл. 7) мощности в среднем в 5—6 раз меньше, чем в геосинклиналях, и, во-вторых, что нарастание мощностей от северо-западных районов платформы в сторону складчатой области Таймыра происходит постепенно.

В заключение следует отметить, что, несмотря на наблюдающиеся различия в строении и мощностях силурийских отложений геосинклинальных и платформенных областей, стратиграфическое их сопоставление благодаря наличию довольно обильной фауны вполне возможно уже в настоящее время. Общепринятое деление на ярусы достаточно четко прослеживается в обеих крупных структурных областях.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Девонские отложения известны на крайнем севере Красноярского края (Таймырская складчатая область), в пределах Хатангской впадины, на Сибирской платформе (на крыльях Тунгусской синеклизы и в Рыбинской впадине), в системе впадин Минусинского прогиба и на южном склоне Западного Саяна в Усинской впадине. В северной и центральной частях края распространение девонских отложений, в общем, ограничено. Наоборот, на юге края, в Минусинском прогибе и в Рыбинской впадине, роль этих отложений существенно возрастает.

Изучены девонские отложения неравномерно. Наиболее полные материалы имеются по Минусинскому прогибу и по Таймыру, где известны весьма полные разрезы девонских отложений, содержащих разнообразную фауну и флору. По остальным районам можно располагать сравнительно немногочисленными данными, преимущественно по изолированным площадям. Почти совсем отсутствуют сведения о девонских отложениях по Западно-Сибирской низменности, хотя, несомненно, они здесь развиты. Об этом можно судить по тому, что осадочные и вулканогенные толщи девона, выполняющие Минусинский прогиб, к северу от последнего погружаются под мезозойские отложения Западно-Сибирской низменности. Аналогичное погружение испытывают в северо-западном направлении девонские отложения Рыбинской впадины.

Изучение девонских отложений края было предпринято впервые П. А. Чихачевым (1845), выделившим Енисейскую полосу распространения девонских красноцветных пород. На юге края, в пределах Минусинского прогиба, эти породы изучались Д. А. Клеменцом, И. Полетикой и Д. И. Черским, затем А. Г. Вологдиным, Г. И. Стальновым,

А. Н. Чураковым и Я. С. Эдельштейном. В начале текущего столетия Я. С. Эдельштейн весьма полно изложил основные представления о стратиграфии девонских отложений Минусинского прогиба и разработал для них стратиграфическую схему (1922), опирающуюся на палеонтологические исследования А. О. Штукенберга и Ф. Н. Чернышова. Позднее Я. С. Эдельштейн (1926) существенно уточнил эту схему.

Дальнейшее изучение девонских отложений связано с именами И. К. Баженова, Н. Л. Батова, З. А. Мишуниной, Д. Г. Сапожникова и др., выявивших распространение ряда новых толщ, не учтенных схемой Я. С. Эдельштейна (таштыпские известняки и др.), а также фациальную изменчивость девонского разреза (З. А. Мишунина).

Разнообразные работы, проведенные в Минусинском прогибе в последнее десятилетие, позволили внести ряд изменений в построения Я. С. Эдельштейна и представить новые стратиграфические схемы (А. И. Анатольева, Б. Н. Красильников и А. А. Моссаковский, В. С. Мелешенко и Н. А. Беляков, Г. И. Теодорович и др.).

В 1956 г. на Всесоюзном межведомственном совещании новые схемы были унифицированы для верхней части девонского разреза (верхи живета и верхний девон). Принятая для этой части разреза схема была разработана в основном В. С. Мелешенко и Н. А. Беляковым. Для остальной части разреза достигнуть согласования различных взглядов на строение девонских отложений не удалось.

Палеонтологическое обоснование для стратиграфических построений В. С. Мелешенко и Н. А. Белякова дано сотрудниками ВСЕГЕИ, работавшими под руководством М. А. Ржонсницкой. Исследования девонской фауны проводились, кроме того, Н. И. Новожиловым, Д. В. Обручевым, Л. Л. Халфиным и др., а флоры — А. Р. Ананьевым, А. Н. Криштофовичем, а также Е. Ф. Чирковой-Залесской, изучавшей сборы С. М. Дорошко. Изменчивость строения девонского разреза, вызванная фациальными замещениями, непостоянством мощностей и региональным развитием перерыва, особенно детально изучена А. И. Анатолевой. Существенно новые данные получены также Г. И. Теодоровичем по фациальной изменчивости девонских отложений, а роль вулканогенных толщ в строении девонского разреза Минусинского прогиба определена в последнее время И. В. Луцицким.

В недавнее время разнообразные материалы по стратиграфии и нефтегазоносности девонских отложений Минусинского прогиба обобщены в сводке, составленной под руководством Н. Г. Чочиа коллективом геологов ВСЕГЕИ, ВНИГРИ и ВАГТа (Б. Н. Красильников, В. Н. Киркинская и др.) с учетом проведенных геологических съемок и бурения на нефть и газы. Таким образом, по Минусинскому прогибу имеются разнообразные материалы, позволяющие представить сравнительно детальное описание девонских отложений.

Материалов для расчленения девонских отложений Рыбинской впадины пока недостаточно. Стратиграфическая схема девонских отложений этой впадины, представленная в 1947 г. А. В. Лесгафтом, в последнее время подверглась частичному пересмотру, однако у сотрудников ВСЕГЕИ, треста «Востсибнефтеразведка» и Красноярского геологического управления нет единства во взглядах на стратиграфию девонских отложений. Многое в вопросах стратиграфии остается пока неясным. Такое положение в значительной степени объясняется еще и тем, что девонские красноцветные толщи Рыбинской впадины бедны палеонтологическими остатками.

Девонские отложения горного обрамления Минусинского прогиба, Сибирской платформы и Хатангской впадины изучены еще очень слабо. Только материалы по Таймырскому полуострову позволяют более полно изложить сведения об этих отложениях.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В 1935 г. Т. П. Кочетков впервые установил фаунистически охарактеризованные верхнедевонские отложения на западном побережье Таймыра. Позднее отложения девонской системы стали выявляться и в других пунктах полуострова. Однако основные данные по стратиграфии этих отложений были получены лишь за последнее десятилетие в результате проведения геологической съемки на всей площади Таймыра.

Девонские отложения обычно слагают небольшие участки среди поля силурийских пород, сохраняясь в мульдах синклиналей и реже обнажаются в ядрах антиклинальных складок из-под покрова вышележащих пород. Они распространены в основном в срединной части складчатой области, в зоне сопряжения верхнепалеозойского сводового поднятия и располагающихся к югу от него верхнепалеозойских складчатых структур.

Стратиграфическая граница между силурийскими и девонскими отложениями не совсем ясна, так как не отмечается каких-либо существенных изменений в вещественном составе при переходе одних отложений к другим. Несколько иное положение наблюдается в отношении разделения верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений. Местами граница между ними определяется относительно четко либо по характерным комплексам фауны и литологии толщ, либо по частичному перерыву в отложениях между ними. Имеются отложения всех трех отделов девонской системы, иногда подразделяющиеся на ярусы. Для них характерно непостоянство литологического состава. Нередко морские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения взаимно замещаются либо сменяются лагунными гидрохимическими толщами, иногда заключающими скопления солей.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отсутствие существенных литологических различий в смежных отложениях верхнего силура и нижнего девона и ограниченность находок остатков типичной нижнедевонской фауны создают некоторую неопределенность в установлении объема и площади распространения нижнедевонских отложений. Фаунистически охарактеризованные нижнедевонские породы пока выявлены в бассейне р. Бинюда, в районе нижнего и среднего течения р. Тареи, на площади истоков рек Ленивой, Тареи, Шренка и Верхней Таймыры и в более восточных участках — на р. Нижней Таймыре, в верховьях рек Траутфеттера и Ленинградской.

Исследования последних лет доказывают, что нижнедевонские отложения должны быть обнаружены в районе южного побережья Пясинского залива. Здесь они входят в состав устьепясинской свиты, верхнесилурийского — среднедевонского возраста. Эта свита слагается темно-серыми и черными глинистыми сланцами, доломитизированными

и глинистыми известняками, содержащими тонкодисперсный твердый битум (1—4%). Породы заключают остатки птеропод *Styoliolina* (определения Г. П. Лященко), известные в отложениях силура — среднего девона. Мощность устьпясинской свиты 500 м.

Достаточно полный разрез нижнедевонских отложений был установлен Н. П. Анিকেевым и А. И. Гусевым в 1936—1937 гг. в долине среднего и нижнего течения р. Тарей. Эти отложения ими были выделены в тарейскую свиту. Отложения тарейской свиты постепенно сменяют силурийские породы и в самых низах сложены черными битуминозными известняками, заключающими пачки тонкослоистых мергелей с остатками панцирных рыб. Выше следуют темно-серые и серые, плотные и раскристаллизованные органогенные известняки, перемежающиеся с глинистыми сланцами. Нередко известняки содержат мелкие кубики пирита.

В средней части известняковой толщи имеется прослой мягкого углистого сланца. Затем преобладающими породами становятся черные глинистые сланцы. Последние иногда содержат примесь песчаного материала. Их сменяют темно-серые и серые, преимущественно коралловые известняки, чередующиеся с прослоями глинистых сланцев и мергелей. Выше находится горизонт серо-зеленоватых глинистых сланцев с округлыми известковистыми стяжениями. Над ним располагается толща зеленоватых глинистых известняков, переслаивающихся с глинистыми сланцами. Далее вверх состав пород становится довольно пестрым. Темно-серые и фиолетово-серые, а иногда и черные плитчатые известняки перемежаются с темно-серыми и зеленовато-серыми мергелями и глинистыми сланцами.

В верхней части разреза среди сланцев появляются пропластки и прожилки разноцветных гипсов. Содержание гипсов достигает 30—50% от общей массы породы. Мощность гипсоносной пачки пород около 100—120 м. По всей вероятности, самые верхи нижнедевонских отложений представлены горизонтом красноцветных песчано-глинистых пород и конгломератами. Последние наблюдались в изолированных обнажениях, в которых не представлялось возможным установить соотношение конгломератов с подстилающими породами тарейской свиты. Мощность свиты 600—700 м.

В отложениях тарейской свиты обнаружены обильные остатки разнообразной фауны. Отсюда Б. Б. Чернышевым были определены кораллы *Favosites holymaensis* Tchern., *F. tarejaensis* Tchern., *F. gothlandicus* Lam., *F. gussevi* Tchern., *F. forbesi* Edw. et Haime, *Squameofavosites hemisphaericus* var. *bohemica* (Роста), *Pachypora taimyrica* Tchern., *Syringopora tarejaensis* Tchern., *S.* cf. *abdita* Tchern., *Cyrtophyllum ornatum* Tchern., *Tajmyrophyllum speciosum* Tchern., *Pholidophyllum maximum* Tchern., *Cylindrophyllum planivesiculosum* Tchern., *Demophyllum* и новые виды *Phillipsastraea*.

О. И. Никифоровой были установлены брахиоподы *Schizophoria striatula* Schl., *S.* aff. *bisinuata* Weller, *Schuchertella* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Stropheodonta* sp., *Gypidula* ex gr. *optata* Barr., *Camarotoechia (Nymphorhynchia) nympa* Barr., *Wilsonia* aff. *globosa* Hall, *Wilsonia* aff. *tarda* Barr., *Uncinulus pyramidalis* Hall, *U.* aff. *goldfussi* Schm., *Atrypa reticularis* L., *Spirifer* aff. *crispus* var. *simplex* Hall, *S.* (*Actrospirifer*) cf. *concinus* Hall, *S. modestus* Hall, *S.* (*Acrospirifer*) cf. *cyclopteris* Hall, *S.* cf. *vanuxemi* Hall, *S.* aff. *elegans* Stein., *Nucleospira* aff. *ventricosa* Hall.

Е. М. Глебовской выявлены остракоды *Leperditia* cf. *marginata* Keys., *L. arctica* Son., *L. cf. elongata* Petz., *Aparchites* sp. Н. Е. Чернышевой были констатированы остатки трилобитов *Bronteus taymyricus* N. Tchern. (ex msc) и *Proetus anikievi* N. (ex msc) Tchern. Остатки панцирных рыб изучались Д. В. Обручевым. По его заключению, они характеризуются двумя новыми видами *Lunaspis*, чешуей нового вида *Porolepis*, неопределимыми остатками *Arthrodira* и зубом, похожим на *Onuchodus*. Кроме перечисленной фауны, также находились неопределимые остатки строматопор, мшанок, гастропод и цефалопод.

Нижнедевонский возраст отложений тарейской свиты был установлен С. В. Черкасовой, исследовавшей низовья р. Тарей. В 1959 г. А. Б. Каждан (1950) было установлено, что породы тарейской свиты обнажаются в южной части оз. Эдиркей и по правобережью верхнего течения р. Тарей несколько выше устья р. Корулах-Бигая.

М. А. Болховитинова, изучая коллекцию органических остатков с участка истоков рек Ленивой, Шренка, Верхней Таймыры и Тарей, собранную В. И. Тычинским и С. М. Тильманом, установила, что среди силурийских кораллов имеются заведомо нижнедевонские формы *Taymyrophyllum speciosum* Tchern., *Pholidophyllum* sp. Ранее эти кораллы включались в комплекс фауны тарейской свиты. Этот факт указывает на то, что нижнедевонские отложения должны присутствовать на водоразделе этих рек. По-видимому, к ним следует относить толщу мощностью около 100 м, сложенную пестроцветными песчанистыми и чистыми карбонатными породами с прослоями известково-глинистых сланцев. Она согласно перекрывает силурийские породы, а на размытой поверхности ее лежат средне- и верхнедевонские отложения.

Присутствие нижнедевонских отложений в верховьях р. Ленивой подтверждает и В. А. Черепанов. В 1957 г. им условно выделена в нижний девон толща доломитизированных известняков мощностью около 300 м, лежащая непосредственно под фаунистически охарактеризованными среднедевонскими породами.

По данным Г. Э. Грикурова, в районе истоков р. Бинюда имеется толща мощностью до 300 м, сложенная серыми кремнистыми известняками, переслаивающимися с черными битуминозными доломитизированными известняками. Найденные остатки кораллов *Tryplasma* sp., *Pseudamplexus* (?) sp. (определения Н. Я. Спасского) и остракод из рода *Leperditia* (определения А. Ф. Абушик) указывают на нижне- и среднедевонский возраст этих отложений.

В 1954 г. М. Н. Злобиным были собраны новые материалы, свидетельствующие о возможном распространении нижнедевонских отложений в долине р. Нижней Таймыры. Здесь известково-глинистые сланцы лудлоу сменяются толщей мощностью 500—550 м, состоящей из темно-серых и черных тонкослоистых доломитов с редкими пластами известняков и доломитизированных известняков более светлой окраски. В верхней половине разреза породы содержат остатки брахиопод, кораллов, криноидей и тентакулит. По определению С. В. Черкасовой, среди брахиопод имеются *Carinatina paradoxa* Scup., *Eospirifer irbitensis* Tchern., *Delthyris superstes* Barr., *Gypidula* aff. *ivdelensis* Кпод., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl., *Uncinulus irbitensis* Tchern. Фауна нижнедевонская (кобленцкого яруса), но содержит также и некоторые эйфельские формы.

Нижнедевонские отложения распространены, возможно, в верховьях р. Нюнькараку-Тари и в районе истоков рек Ленинградской и Жданова.

По данным М. Н. Злобина, они представлены толщей темно-серых и серых доломитизированных известняков мощностью около 500 м. Породы содержат плохо определяемые остатки строматопор, кораллов, реже брахиопод, наутилоидей и остракод. Последние представлены *Leperditia*, близкими *Leperditia bulldogii* Zekkel, которые, по заключению Я. Г. Зеккель, встречаются в нижнем и среднем отделах девонской системы.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Достоверные среднедевонские отложения установлены почти всюду в пределах срединной части Таймырской складчатой области, где занимают незначительные участки. Иногда они лежат с видимым согласием на нижнедевонских породах, а местами на различных горизонтах нижнедевонских и силурийских пород. Стратиграфическая граница между среднедевонскими и верхнедевонскими отложениями выражена отчетливо, так как наблюдается постепенная смена одних отложений другими. Граница между ними обычно определяется по фауне.

В пределах западной части Таймыра среднедевонские отложения констатированы Ю. Е. Погребницким на побережье Пясинского залива. Они слагают верхи устьясинской свиты, описание которой приведено при характеристике нижнедевонских пород.

В районе верхнего течения р. Ленивой согласно наблюдениям В. А. Черепанова имеются среднедевонские отложения. Они представлены толщей известняков мощностью около 100 м, заключающих остатки кораллов *Spongophyllum* cf. *halisitoides* Ether., *Sp. sedgwicki* Edw. et Haimе, *Nardophyllum* sp., *Stenophyllum* sp., *Tamophyllum* sp. По заключению А. Г. Кравцова, эта фауна указывает на эйфельский и живетский ярусы. Здесь же обнаружены остатки брахиопод *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Delthyris* sp., возраст которых, по данным С. В. Черкасовой, устанавливается не древнее эйфельского, а также остатки трилобита *Sentellum* aff. *elegans* Reetz. (определение З. А. Максимовой), известного из кобленцкого яруса нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона. Помимо того, находились остатки криноидей *Pentagonocyclicus glutus* Eht., *Entrocos moniejerus* Quenst., характерные, по определению Р. С. Елтышевой, для эйфельского яруса.

По данным В. Д. Дибнера и Е. Н. Фрейнберга (1950 г.), на участке между северным побережьем оз. Энгельгардта и левыми истоками р. Угольной среднедевонские отложения представлены светло- и темно-серыми несколько окремненными доломитизированными известняками с редкими прослоями глинистых сланцев. Породы заключают остатки строматопор *Actinostroma* ex gr. *clathratum* Nich., *Parallelopora* sp., *Stromatopora* sp. По заключению В. Н. Рябинина, данная фауна указывает на живетский ярус. Этот же возраст подтверждается кораллами, которые, по определению М. С. Жижиной, представлены формами *Fasciphyllum* aff. *orientalis* Soshk., *Columnaria quadriseptata* Soshk., *C. cf. rhenana* Fresch. Мощность этих отложений не превышает нескольких сотен метров, хотя исследователи полагали, что она должна быть значительно большей (без учета верхнедевонских отложений, которые ранее включались в состав среднедевонских пород).

В районе правобережья нижнего течения р. Шренка к среднему девону относятся черные битуминозные известково-глинистые сланцы, которые несогласно перекрывают фаунистически охарактеризованные силурийские породы и в свою очередь подстилают карбонатную толщу

с фауной верхнего девона. Отсюда С. М. Тильманом и Л. С. Пузановым (1948) были доставлены остатки брахиопод *Atrypa alticola* Frech., *A. ex gr. reticularis* L., *Ilmenia* aff. *subumbona* Hall. Мощность среднедевонских отложений 100 м.

Примерно такой же литологией обладают среднедевонские породы в районе правобережья р. Нижней Таймыры. Они лежат на частично размытых нижнедевонских породах и постепенно сменяются верхнедевонскими отложениями. Судя по материалам А. В. Щербакова (1952), среднедевонский возраст здесь приписывается черным глинистым и известково-глинистым сланцам с пластами черных глинистых известняков. Последние заключают неопределимую микрофауну и остатки брахиопод, в частности формы *Atrypa ex gr. reticularis* L. Мощность этих отложений 150—200 м.

Затем неширокая полоса среднедевонских пород прослеживается в верховьях р. Траутфеттера (район верхнего течения р. Ленинградской и ее правого притока р. Жданова) и в районе рек Фаддея и Преградной. Здесь преобладают карбонатные породы.

Более полный разрез этих среднедевонских отложений описан М. Н. Злобиным (1952) в бассейне верховьев р. Жданова.

Низы разреза слагаются серыми мраморизованными известняками с остатками микрофауны и гастропод. По заключению Я. Д. Зеккель, многочисленные остатки остракод представлены *Leperditia ex gr. barbotana* Sch m. и рядом новых форм предположительно среднедевонского возраста. Мощность известняковой толщи 250 м. Выше залегают темно-серые и коричневатые известняки, перемежающиеся с серыми плотными известняками. В последних обнаружены эйфельские брахиоподы *Eospirifer* aff. *pseudoindiferens* Nal., *Gypidula* sp. (определения А. К. Крыловой). Мощность этих известняков около 100 м. Выше они сменяются 150-метровой толщиной таких же известняков, в которых найдены остатки брахиопод и строматопор. Среди брахиопод установлены *Atrypa zonata* Schnig., *A. ex gr. reticularis* L., *Stringocephalus burtini* Delg., указывающие на живетский ярус. Этот возраст подтверждается и остатками строматопоры *Amphipora* cf. *ramosa* Phill. (определение Р. Н. Рябиной). Выше располагается толща мощностью до 200 м, сложенная темно-серыми раскристаллизованными слоистыми и плотными массивными известняками. Внизу ее, согласно определениям А. К. Крыловой, имеются остатки брахиопод *Stropheodonta* sp., *Liorhynchus* (?) aff. *costaneum* Meek, *Gypidula* sp., *Atrypa* sp., *Lamellispirifer* aff. *novosibiricus* Nal.

В средней части толщи обнаружены *Atrypa alticola* Frech, *A. ex gr. reticularis* L., *A. magnifica* Nal., *Emanuella* aff. *pseudopachyrincha* Tchern., *Athyris* sp., *Adolfia* sp. В серых известняках нередко наблюдались остатки гастропод и остракод, образующих массовые скопления в отдельных горизонтах.

Общая мощность среднедевонских отложений в верховье р. Жданова не менее 700 м.

Выходы среднедевонских пород установлены и вне пределов гор Бырранга, на площади юго-восточной окраины Таймырского полуострова. Они обнажаются на сопке Серой, расположенной на южном склоне возвышенности Киряка-Тас, а также на сопке Белой, находящейся в верховье р. Сеньки, стекающей в Хатангский залив. Здесь среднедевонские отложения представлены преимущественно гидрохимическими осадками — белыми и серыми, однородными и полосчатыми

мелко- и крупнокристаллическими гипсами. Они заключают тонкие прослойки фаунистически охарактеризованных известняков. Выше по разрезу количество гипсов убывает, уступая место карбонатным породам. Последние представлены серыми и темно-серыми известняками и доломитами, обладающими резким сероводородным запахом при ударе. Из коллекции остатков фауны, собранной Т. М. Емельянцевым (1939) на сопке Белой, Д. В. Наливкиным были определены виды брахиопод *Schizophoria* sp., *Productella subaculeata* Murch., *Spirifer undifer* Roem., *Ilmenia subumbona* Hall, *Chascothyris* sp. Наиболее вероятно, что эта фауна является живетской. В породах сопки Серой фауны не обнаружено, но возраст их принят по аналогии с отложениями сопки Белой. Видимая мощность среднедевонских пород здесь не менее 85—100 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские отложения слагают небольшие разобщенные участки, приуроченные к срединной части Таймырской складчатой области. Нередко они находятся совместно со среднедевонскими отложениями. Нижняя стратиграфическая граница их устанавливается только по смене фауны и почти не выражается в изменении литологии. Более четкая граница между верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями определяется как по изменению характерных комплексов фауны, так и по некоторому различию литологических особенностей толщ, а местами и по перерыву в отложениях между ними.

В Приенисейском районе верхнедевонские отложения обнажаются в бассейне нижних течений рек Ефремовой и Максимовки или на так называемом Ефремовском поднятии, а также на побережье Карского моря между реками Убойной и Макарова. По наблюдениям Т. П. Кочеткова (1938) и Е. М. Люткевича (1940, 1949), в районе Ефремовского поднятия верхнедевонские отложения обнажаются из-под согласно перекрывающих их нижнекаменноугольных известняков. Они представлены в основном черными глинистыми сланцами, среди которых имеются пласты темно-серых доломитизированных и чистых известняков и тонкие прослойки известковистых песчаников. В сланцах довольно часто встречаются караваеобразные и округлые стяжения черного известняка, к которым в большинстве случаев приурочены остатки фауны. Согласно определениям Д. В. Наливкина, отложения нижней части разреза характеризуются фауной франского яруса: *Productella subaculeata* Murch., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch., *Lunulicardium* sp., *Buchiola retrostriata* Buch., *Lyriopecten* cf. *neptuni* Goldf., *Tiariconcha* sp., *Styliolina fissurella* Hall, *Tennuicinctus* Roem., *Orthoceras* sp., *Bactrites* sp., *Manticoceras* sp. Здесь же находились плохо сохранившиеся растительные остатки. В верхней части разреза имеется фауна фаменского яруса: *Posidonia venusta* Münst., *Liorhynchus* sp., *Gryptonella* sp., *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp. и неопределимые остатки пеллепод. Мощность верхнедевонских отложений 700—800 м.

На правобережье Карского моря верхнедевонские отложения характеризуются глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, которым подчинены пласты доломитизированных и чистых известняков. Остатки фауны указывают на присутствие отложений франского и фаменского ярусов. Весьма обильные остатки гониатитов фаменского яруса были собраны Е. М. Люткевичем на мысе Зверобой, которые, по заключению

А. К. Наливкиной, представлены формами *Prolobites delphinus* var. *spirale* Lange, *Sporadoceras discoidale* Wdkd., *S. septentrionalis* A. Nal., (ex msc), *Praeglyphoceras arcticum* A. Nal. (ex msc), *Cyrtoclymenia involuta* Wdkd., *C. enisensis* A. Nal. (ex msc), *C. flexuosa* Munst, *Rectoclymenia roemeri* Wdkd., *Platyclymenia taimyrensis* A. Nal. (ex msc.). Отсюда же Д. В. Наливкиным были установлены формы *Posidonia venusta* Munst., *Praecardium* sp., *Kochia* sp., *Orthoceras* sp., *Ostracoda* sp. Мощность верхнедевонских отложений, по данным Е. М. Люткевича, в районе Карского побережья составляет около 1200—1300 м, но Ю. А. Погребницкий (1955) полагает, что она не более 400 м.

Верхнедевонские отложения констатированы также в 1957 г. Г. Э. Грикуровым в районе истоков р. Блюда в ядре антиклинальной складки. Они лежат согласно на нерасчлененной толще нижнего и среднего девона и представлены преимущественно темно-серыми известково-глинистыми сланцами, перемежающимися с известковистыми алевролитами и редкими пластами доломитизированных известняков. По литологическим особенностям эта толща мощностью до 100 м сходна с аналогичными породами франского яруса, распространенными на западном Таймыре. Вышележащие светло-серые пелитоморфные известняки мощностью 200 м отнесены к фаменскому ярусу по наличию в них остатков брахиопод *Pugnax* ex gr. *acuminata* Mart., *Cyrtospirifer* aff. *tarandus* Nal. (определения С. В. Черкасовой) и однокамерных фораминифер. Эта фауна встречается также в турнейском ярусе нижнего карбона. Не исключено, что самые верхи их разреза принадлежат нижнему карбону.

Общая мощность верхнедевонских отложений достигает 300 м.

После некоторого перерыва верхнедевонские отложения вновь обнажаются в районе истоков рек Ленивой, Шренка, Тарей и Верхней Таймыры.

В истоках р. Ленивой, по данным В. А. Черепанова, к верхнему девону относится толща известняков мощностью около 200 м, лежащая согласно на фаунистически охарактеризованных среднедевонских отложениях. Известняки содержат остатки гониатита *Gephyroceras* (?) sp. (определение С. В. Черкасовой), характерного для франского яруса.

На водоразделе рек Шренка и Верхней Таймыры к верхнему девону относится толща органогенных известняков, доломитизированных известняков и доломитов мощностью около 600—700 м, содержащих мелкие включения пластичного битума. Из коллекции органических остатков, собранной Л. С. Пузановым (1952 г.) на северо-западном склоне возвышенности Такса-Гербой (верхнее течение р. Верхней Таймыры), Т. Г. Сарычевой были определены брахиоподы франского яруса *Atrypa* cf. *tubaecostata* Paesck., *Septalaria formosa* Schnur., *Hypothyridina* ex gr. *cuboides* (Sow.) и фаменского яруса *Cyrtospirifer* ex gr. *tenticulus* (Vern.), *C.* cf. *archiaci* (Murch.), *Plicatifera* sp.

В бассейне верхнего течения р. Фрадьё-Куда, как установлено Ф. Г. Марковым и В. А. Черепановым в 1957 г., верхнедевонский возраст, по-видимому, имеет толща доломитов с линзами ангидритов, гипсов и мергелей с красноцветными конгломератами в основании разреза. Мощность толщи 500 м. В одной из линз мергеля был найден отпечаток брахиоподы весьма плохой сохранности, близкой *Liorhynchus* (определение А. К. Крыловой). Эта толща доломитов с угловым несогласием лежит на предположительно силурийских известняках.

Далее верхнедевонские отложения исчезают почти вплоть до долины р. Нижней Таймыры. Незначительные выходы их констатированы лишь на правом берегу нижнего течения р. Шренка и на левом берегу среднего и нижнего течений р. Угольной, впадающей в оз. Энгельгардта. Здесь верхнедевонские отложения представлены фаунистически охарактеризованными известняками, в верхней части разреза которых имеются пачки известковистых сланцев. Известняки темно-серые и нередко (при ударе) обладают сероводородным запахом, а отдельные горизонты их издают битуминозный запах (керосина). Мощность отложений около 400 м.

Более обширные участки распространения верхнедевонских отложений установлены к северо-востоку от долины р. Нижней Таймыры. Так, из района междуречья нижнего течения Траутфеттера и Бунге верхнедевонские породы неширокой полосой прослеживаются к верховью р. Траутфеттера и далее через истоки рек Коралловой, Ленинградской, верхнее течение р. Жданова и бассейн среднего и нижнего течений р. Преградской — в район низовья р. Клиевки. Здесь верхнедевонские отложения залегают на среднедевонских, постепенно смежая последние. Обычно верхнедевонские отложения образованы разнослоистыми известняками. Лишь в районе нижних течений рек Траутфеттера и Бунге карбонатные породы несколько обогащаются терригенным материалом и среди них появляются тонкие пачки глинистых и известково-глинистых сланцев. На участке верхнего течения р. Ленинградской известняки замещаются доломитами. В них были обнаружены остатки брахиопод франского яруса *Camarotoechia* sp., *Atrypa tenuisulcata* Wep., *Gryptonella uralica* NaI. (определения А. К. Крыловой). Во всех же других пунктах сохранность фауны была плохая. Мощность верхнедевонских отложений в пределах указанной полосы меняется от 200—300 до 600—700 м, сокращаясь, в общем, в восточном направлении.

По всей вероятности, верхнедевонским возрастом обладают также известняки и доломиты, которыми образованы отдельные глыбы, лежащие поверх гипсоносных пород живетского яруса на сопке Белой. Т. М. Емельянцева (1939) считает, что эти карбонатные породы могут параллелизоваться с франскими известняками, перекрывающими гипсы на сопке Соляной (Тус-Тух) п-ова Юрюнг-Тумус.

В соответствии с вышеизложенным, верхнедевонскими могут быть известняки сопки Серой, южного склона возвышенности Кирыка-Тас, которые, по данным П. С. Воронова и В. А. Черепанова (1951 г.), лежат на среднедевонских гипсоносных породах.

ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНА

Девонские отложения внутри Хатангской впадины обнаружены на соляных куполах. Предположительно к нижнему девону М. К. Калинин (1954) отнесены залежи каменной соли, слагающие ядра этих куполов. Присутствующие в кепроках куполов гипсы имеют среднедевонский возраст. К верхнему отделу девона принадлежат известняки и доломиты, перекрывающие гипсовую толщу. За пределами области распространения соляных куполов девонские отложения, вероятно, также присутствуют, но не выходят на поверхность и не вскрыты буровыми скважинами.

О выходах каменной соли в районе Хатангского залива местные жители сообщали еще А. Ф. Миддендорфу (Middendorff, 1848). Соляная

сопка на п-ове Юрюнг-Тумус была показана уже на карте Э. В. Толля (1894); первым ее посетил в 1905 г. И. П. Толмачев (1912), высказавший позже мнение о существовании здесь соляного купола (Tolmachoff, 1926). В 1933 г. п-ов Юрюнг-Тумус был обследован Т. М. Емельянцевым (1939₁), с 1935 г. на нем начались буровые работы. Тогда же были найдены купол на берегу бухты Кожевникова (Берзин, 1939₂) и купол Белый к западу от Хатангского залива (Емельянец, 1939₂).

Последующие исследования обнаружили еще купол Ледовка вблизи бухты Кожевникова и выходы девона на предположительно куполовидной структуре сопки Серой на возвышенности Кирыка-Тас. Данные геофизики говорят о существовании купола в устье р. Тигян (Калинко, 1954).

Залежи каменной соли, слагающие штоки площадью 1—13 км², по подсчетам М. К. Калинко имеют объем до 38 км³ (купол Ледовка) и содержат включения ангидритов и глин. Мощность соленосной толщи, за счет которой образовались соляные штоки, была не менее нескольких сотен метров. Обращает внимание отсутствие в соли примеси магния, железа и калия, что, по мнению М. К. Калинко, указывает на формирование соляных залежей в бассейне, не связанном с морем. Возраст соленосных отложений лишь предположительно определяется М. К. Калинко как нижнедевонский. Не исключена принадлежность этих отложений к более древним системам палеозоя, например к кембрию.

Среднедевонский возраст имеют присутствующие на покровах соляных куполов гипсы с включениями доломита, известняка, реже ангидрита, диабазы и глины. По мнению М. К. Калинко, гипсы носят первичный характер. Мощность гипсоносной толщи неизвестна, в кепроках соляных куполов глыбы гипсов обладают мощностью до 130 м. Возвышенности Кирыка-Тас на сопке Серой, по данным В. А. Виноградова и В. И. Хорькова (1955 г.), гипсы, ангидриды и перекрывающие их известняки представляют тектонические блоки, приуроченные к линиям нарушений. В залегающих среди гипсов известняках и доломитах сопки Белой Д. В. Наливкиным были определены *Productus subaculeatus* M u r c h., *Spirifer undifer* R o e m., *Sp. subumbonus* H a l l., скорее всего указывающие на живетский ярус (Емельянец, 1939а).

К верхнему девону относятся доломиты и известняки, встречающиеся в кепроках соляных куполов в виде отторженцев, а также подсеченные скважиной Р-42 на п-ове Юрюнг-Тумус под фаунистически охарактеризованным нижним карбоном.

Франский ярус представлен темно-серыми, почти черными кавернозными доломитами и доломитизированными известняками с характерной фауной *Atrypa micans* B u c h., *A. bifidaformis* T c h e r n., *Spirifer subumbonus* H a l l., *Chonetes* cf. *nana* V e r n., *Productus sericeus* B u c h., *Tornoceras simplex* B u c h., *Buchiola* ex gr. *retrostriata* B u c h. и др. (определения Д. В. Наливкина).

Мощность этих отложений неизвестна. В кепроках присутствуют глыбы доломитов мощностью до 30 м.

Стратиграфически выше лежат породы, предположительно относимые к фаменскому ярусу. В нижней части, по описанию М. К. Калинко (1954), они представлены темно-серыми тонкослоистыми глинистыми известняками, иногда переходящими в мергели, мощностью в скважине Р-42 более 190 м. Микрофауна представлена, по определениям О. А. Липиной, *Hyperamina minima* B i r., *H. elegans* R a u s. et R e i t l. и др.

Выше по разрезу их сменяют темно-серые доломитизированные известняки мощностью 260 м, перекрываемые уже известняками турнейского яруса с микрофауной, переходящей от девона к карбону (зона эпрень), *Endothyra nana* Lip., *E. cf. suburuca* Lip., *E. cf. antiqua* R a u s.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ КРЫЛО ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Девонские отложения северо-восточного крыла Тунгусской синеклизы представлены карбонатными осадками, содержащими фауну среднего и верхнего отделов девона.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения среднего девона пользуются весьма ограниченным распространением. Незначительные выходы их были установлены в бассейне нижнего течения р. Маймечи, в частности по руч. Желтому, рекам Седете и Бысы и на левобережье р. Маймечи, южнее устья р. Бысы. Помимо этого, по данным Г. Г. Моора, А. А. Кордикова и П. Н. Кабанова (1941) и В. А. Марковского (1954 г.), выходы среднего девона были установлены в бассейне р. Амбардаах.

В бассейне нижнего течения р. Маймечи, по руч. Желтому, по данным А. А. Волосатова, на фаунистически охарактеризованных верхнесилурийских породах залегает толща серых плотных плитчатых известняков видимой мощностью 5—10 м. Эти же известняки прослеживаются близ подошвы силла диабазов на реках Седете и Бысы. В известняках в значительном количестве обнаружены разрозненные створки спириферид, которые, по определению Н. В. Литвинович, имеют большое сходство со *Spirifer canaliferus* Valene, характерным для среднего девона.

В верховьях рек Амбардаах и Маймечи В. А. Марковский описывает отложения среднего девона, развитые на восточной окраине лавового поля и выделяет среди них отложения эйфельского и живетского ярусов, весьма сходные в литологическом отношении. Отложения эйфельского яруса представлены светлоокрашенными белыми или желтовато-коричневыми глинистыми и мергелистыми известняками с прослоями вишнево-красных и желтовато-коричневых доломитов. В них наблюдается большое количество фауны, среди которой были определены следующие: брахиопода *Athyris* sp.; пелеципода *Paracyclas* cf. *proavia* Goldf.; трилобит *Dechenella* cf. *verneuili* (V a g g.) и кораллы *Cladopora* sp., *Natalophyllum* (?) sp., *Glossophyllum* (?) sp. Последняя форма, по мнению Э. З. Бульванкер, характерна для эйфельского яруса Урала и Германии. Мощность отложений эйфельского яруса 35—40 м.

Отложения живетского яруса среднего девона представлены массивными плотными, иногда толстоплитчатыми известняками, окрашенными в серовато-белые, коричневые или охристо-желтые тона. Возраст их определяется находками *Schizophoria striatula* S'chl., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *A. ex gr. aspera* S'chl., *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch., *Productella* cf. *arctiostrata* Hall (определения Б. Н. Марковского). В известняках найдены также кораллы *Thamnopora* cf. *cervicornis* Vleinp., *Cladopora* sp. (определения М. С. Жижвой и М. А. Смирновой) и трилобиты *Dechenella* sp. (определения З. А. Максимовой). Мощность отложений живетского яруса 30 м.

Описываемые отложения среднего девона залегают в указанных выше пунктах почти горизонтально. Характер взаимоотношений их с подстилающими силурийскими породами установить не удалось, поэтому говорить о наличии либо об отсутствии части разреза, расположенного между верхним силуром и средним девона, не представляется возможным. Близость элементов залегания как верхнесилурийских, так и среднедевонских отложений позволяет предполагать отсутствие угловых несогласий между ними.

Мощность среднедевонских отложений в бассейне нижнего течения р. Маймечи достигает 25—40 м, увеличиваясь до 70 м в истоках р. Амбардаах. Переход к верхнедевонским отложениям постепенный.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские отложения по сравнению со среднедевонскими пользуются несколько большим распространением. Выходы их были встречены в истоках рек Амбардаах и Маймечи совместно с породами среднего девона и в бассейне нижнего течения р. Котуя. Единичные и разрозненные выходы отложений верхнего девона отмечались также в бассейне нижнего течения р. Маймечи, среднего течения р. Правой Романихи и верхнего течения р. Чангоды. Почти во всех этих местах верхнедевонские отложения, как правило, приурочены к подошве силлов диабазов, которые предохраняют их от размыва.

В истоках рек Амбардаах и Маймечи, по данным В. А. Марковского, верхнедевонские отложения пользуются более ограниченным распространением, чем среднедевонские. Представлены они серовато-белыми массивными и плотными известняками с редкими прослоями вишнево-красных и желтовато-коричневых доломитов, а также зеленовато-серых известковистых аргиллитов. К самой верхней части разреза приурочены пласты гипса мощностью 7—8 м. Верхнедевонский возраст этих отложений устанавливается по брахиоподам, среди которых Б. Н. Марковским были определены *Theodossia* ex gr. *anossofi* Verp., *Cystospirifer* sp., *Eumophallus* sp. Г. Г. Моор, А. А. Кордилов и П. Н. Кабанов (1941) указывают также следующие брахиоподы: *Spirifer jeremejewi* Tchern., *Atrypa tubaecostata* Paesck., *Septalaria rhomboides* Phill. (определения Д. В. Наливкина). По приведенной фауне возраст заключающих ее отложений определяется как франский ярус верхнего девона, но отсутствие признаков перерыва в осадконакоплении между девонскими и лежащими выше фаунистически охарактеризованными нижнекаменноугольными отложениями дает основание с уверенностью говорить о присутствии здесь отложений и фаменского яруса. Мощность верхнедевонских отложений определяется В. А. Марковским в пределах от 42 до 50 м.

В среднем течении р. Правой Романихи, по-видимому, распространены верхнедевонские отложения, залегающие на кремневых доломитах лландовери и представленных маломощной пачкой буровато-желтых и коричневых известняков, содержащих остатки *Spirifer* sp. Мощность этих отложений 35 м.

В бассейне нижнего течения р. Маймечи на силурийских доломитах после некоторого перерыва в обнажениях залегают мелкозернистые буровато-коричневые известняки с фауной франского яруса, представленной *Spirifer jeremejewi* Tchern. Здесь, а также в обнажениях по р. Правой Романихе непосредственного контакта между отложениями

верхнего девона и подстилающими его отложениями верхнего силура не наблюдалось.

В бассейне нижнего течения р. Котуя, по рекам Бысы и Кындына, по данным А. А. Волосатова и В. М. Басова, верхнедевонские отложения представлены довольно разнообразными тонкоплитчатыми известняками, реже доломитизированными известняками коричневой, иногда буро-коричневой, реже палево-серой окраски. Эти известняки обнажаются в виде маломощного уступа в подошве силлов диабазов. Местами в толще известняков наблюдаются участки с обильными остатками брахиопод. На контакте с силлами диабазов известняки слабо мраморизованы.

По наблюдениям А. А. Волосатова, на участке истоков р. Бысы среднедевонские отложения выклиниваются и верхнедевонские отложения ложатся на породы ордовика. Непосредственного контакта верхнедевонских отложений с подстилающими и перекрывающими осадками не наблюдалось. Близость элементов залегания ордовикских и верхнеордовикских отложений указывает на отсутствие угловых несогласий между ними. Из этих отложений А. А. Волосатовым и В. М. Басовым были собраны многочисленные остатки *Spirifer jeremejewi* Tchern., являющиеся руководящей формой для франского яруса верхнего девона. Мощность верхнедевонских отложений в бассейне р. Котуя 40—60 м.

Отложения, условно относимые к верхнему девону, были встречены К. Г. Акимовой в верхнем течении р. Чангоды совместно с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего карбона. Они представлены пестроцветными глинистыми известняками с линзами гипсов. Эти отложения наблюдаются в виде небольших останцов на наиболее возвышенных частях рельефа. Выше по разрезу эти отложения согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными известняками нижнего карбона. Верхняя граница проводится по подошве коричневых известняков, содержащих фауну нижнего карбона. Нижняя стратиграфическая граница описываемых отложений не наблюдалась.

Суммарная мощность верхнедевонских отложений на этом участке около 40—50 м.

ЮГО-ЗАПАДНОЕ КРЫЛО ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Исследования последних лет показали, что в пределах западной окраины Сибирской платформы отложения девонской системы распространены значительно шире, чем это предполагалось ранее. Довольно многочисленные выходы девонских пород отмечены на междуречье р. Подкаменной и Нижней Тунгусок к западу от рек Учами и Кодромо. Севернее они прослеживаются в виде прерывистых полос, окаймляющих с востока, а иногда и с запада поднятия Приенисейской зоны.

Впервые девон в разрезе палеозоя Приенисейской зоны был выделен С. В. Обручевым (1932). В дальнейшем вопросы стратиграфии девонских отложений с разной детальностью рассматривались в работах В. П. Тебенкова и Е. Н. Фрейберга (1939), А. И. Гусева (1939), Г. И. Кириченко (1940), Д. В. Обручева (1939), Ф. Г. Маркова (1945), Ю. М. Шейнманна (1946), Г. Д. Маслова, Н. Н. Урванцева (1956, 1957), Н. Э. Шульц (1955) и др.

В разрезе девона западной части Сибирской платформы выделяются три отдела. Нижне- и среднедевонские отложения охарактери-

зованы ископаемыми. Толщи, отнесенные к верхнему отделу, могут рассматриваться как верхнедевонские образования условно, так как они либо лишены окаменелостей, либо содержат лишь неопределимые остатки.

Нижняя граница девонской системы большинством исследователей проводится в основании пестроцветных толщ, налегающих на серые глинистые, местами гипсоносные доломиты и известняки лудловского яруса. Возраст последних определяется находками раковин брахиопод *Protathyris didima* (Dalm.) (район р. Сухой Тунгуски в 25—30 м ниже основания пестроцветов) и лудловских остракод (Норильск, Имангда — в 180 м ниже контакта). Слои с богатой лудловской фауной расположены значительно ниже.

В районе рек Бахты и Подкаменной Тунгуски в аналогичных сероцветных породах остатков организмов не найдено. Фаунистически охарактеризованы здесь лишь нижележащие уинлокские известняки. Переход от силурийских отложений к девонским постепенный, без каких-либо следов размыва или углового несогласия. Верхняя граница девонской системы в северных районах (Норильск, Имангда, Курейка) проводится по контакту с толщей известняков, зобилующих остатками турнейских брахиопод и кораллов. Для территории, находящейся южнее р. Курейки, граница принимается условно по кровле джалтулинской свиты. В отношении районов, расположенных южнее Курейки, где слои с нижнекаменноугольной фауной не обнаружены, мнения исследователей о положении верхней границы девонской системы существенно расходятся. В некоторых случаях оно принимается по кровле литологически однородных толщ, содержащих верхнедевонские окаменелости. Иногда эту границу проводят по верхнему контакту немых толщ, условно относимых к верхнему девону.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В его составе выделяются две свиты: нижняя — зубовская и верхняя — курейская.

Отложения зубовской свиты распространены повсеместно; в южных районах рек Подкаменной Тунгуски, Бахты и Курейки они представлены доломитистыми и известковистыми аргиллитами и в меньшем количестве алевролитами. На поверхностях напластования этих пород нередко сохранялись многочисленные слепки кубиков галита. На р. Бахте близ основания свиты встречены линзовидные прослои гипса. Окраска пород на самом юге монотонная красно-коричневая с редкими тонкими зеленовато-серыми полосами и мелкими пятнышками. При движении на север количество и мощность зелено-серых прослоев увеличивается.

Мощность зубовской свиты в южных районах 40—70 м, но почти нигде из-за плохой обнаженности она не установлена точно. На севере, в Норильском и Имангдинском районах, мощность свиты резко увеличивается, достигая 150 м, а облик ее разреза меняется. Доломитистые и известковистые аргиллиты и глинистые доломиты чередуются там с линзовидными прослоями ангидрита мощностью от долей сантиметра до 10 м и более. Вместо красного преобладающими тонами окраски здесь являются серые, темно-серые и зеленовато-серые.

Палеонтологические остатки в зубовских пестроцветах известны лишь в северных районах. В окрестностях Норильска Л. Д. Мирошни-

ковым были собраны кости рыб. По определению Д. В. Обручева, эти остатки принадлежат новым формам из рода *Cyathaspis*, характерного для даунтона Англии. Обломки плохой сохранности, напоминающие циатаспид, найдены также на р. Курейке. В районе Имангды (подножие западного склона плато Путорана) в гипсоносных аргиллитах верхней части свиты содержатся многочисленные обломки панцирей рако-скорпионов, представляющих, по заключению Н. И. Новожилова, новые виды, одни из которых сходны с нижнедевонскими, а другие — с силурийскими формами Западной Европы. Кроме того, в ряде пунктов обнаружены неопределимые из-за плохой сохранности отпечатки раковин пелеципод и остракод.

Курейская свита залегает согласно на зубовской и сложена в бассейнах нижнего течения р. Северной (Нижней Тунгуски) и р. Курейки красноцветными, а в более северных районах (Норильск, Имангда) пестроцветными, часто известковистыми аргиллитами с редкими прослоями глинистых известняков. Характерным признаком отложений является обилие в них мелких и крупных обломков скелетов панцирных рыб, которые иногда образуют маломощные слои костной брекчии. Из других остатков найдены раковины лингул, гладких остракод, ядра гастропод и микроскопические водоросли, напоминающие трохилисков. Мощность курейской свиты в Норильском районе 55—60 м, на Курейке 35 м, у устья р. Северной 28 м. Южнее р. Нижней Тунгуски достоверные курейские отложения неизвестны.

По заключению Д. В. Обручева, ихтиофауна курейской свиты состоит сплошь из своеобразных эндемичных форм. Среди них наиболее многочисленны гетеростраки, из которых определены *Amphiaspis argos* Обр., *Hibernaspis macrolepis* Обр., *Eglonaspis rostrata* Обр., *Meneraspis coalescens* Обр., *Angaraspis urvantzevi* Обр., *A. marinae* Обр., *Putoronaspis dentata* Обр., *Noraspis maslovi* Обр., *Siberiaspis plana* Обр. Кроме того, встречены фрагменты цефаласпид, акантод и кисте-перовых *Porolepis* sp., *Norilaspis hamata* Обр.

Возраст курейского комплекса ископаемых рыб, несмотря на эндемичность его форм, Д. В. Обручев считает несомненно нижнедевонским. Появление поролелисы указывает на верхнюю часть нижнего девона (кобленцкий ярус).

Толща, составляющая зубовскую и курейскую свиты, соответствует зубовской свите схемы Г. Д. Маслова и Н. Н. Урванцева.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В разрезе среднего девона выделяются три свиты: разведочнинская, тынеспкая и юктинская.

Отложения нижней разведочнинской свиты развиты лишь в районах, расположенных к северу от Туруханска. С подстилающими нижнедевонскими отложениями они связаны постепенным переходом. В окрестностях Норильска, где свита была впервые выделена и изучена Г. Д. Масловым, ее разрез сложен серыми и шоколадно-коричневыми аргиллитами, местами карбонатными, иногда фосфатизированными. У самой кровли появляются песчано-фосфоритовые прослои. Среди разнообразной фауны, найденной в этих породах, присутствуют брахиоподы *Schizophoria striatula* Schloth., *Chonetes coronatus* Conrad., *Ch. sarcinulata* Schloth., *Ilmenia* sp., *Elytha* (?) *pseudoaculeata*

Rz on., *Stropheodonta* sp., *Megastrophia* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Uncinulus* cf. *irbitensis polaris* Nikif. (определения Е. А. Ивановой, М. А. Ржонсницкой и С. В. Черкесовой), лингулы, табуляты *Romesia* sp., *Cranialveolites* sp. (определения В. И. Дубатолова), пеллециподы, гастроподы, редкие криноидеи, тентакулиты, эвриптериды, остракоды *Cavellina* sp. nov., а также рыбы *Onychodus* sp., *Porolepis* sp., *Lunaspis* cf. *arctica* Heintz, *Evencosteus mennerorium* Обг. (определения Д. В. Обручева).

В Курейском районе литологические особенности свиты несколько иные. Наряду с аргиллитами существенную роль здесь играют песчаники, алевролиты, изредка фосфориты. Более разнообразна и окраска пород — серая, белая, зелено-серая, а иногда красно-коричневая.

В песчаниках и аргиллитах содержатся раковины лингул, гастропод, пеллеципод, мелкие и крупные обломки костей рыб, из которых Д. В. Обручев определил *Hypsosteus kureikae* Обг., *Eglonaspis* sp., *Hibernaspis* sp., *Evencosteus mennerorium* Обг. и др.; местами сохранились отпечатки корневищ и стеблей псилофитов, частично принадлежащих *Psilophyton* cf. *princeps* Daw., *Taeniocrada* cf. *decheniana* Гоерр., *Drepanophicus spinaeformis* Гоерр. (по М. Ф. Нейбург и Г. П. Радченко). Остатки нормально морской ископаемой фауны удалось обнаружить лишь в одном прослое из средней части разреза, где были найдены *Chonetes* sp., *Stropheodonta* sp., *Dowellina* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Etytha* cf. *pseudaculeata* Rz on., лингулы, редкие криноидеи и тентакулиты и неопределимые пеллециподы и гастроподы.

Анализ состава основных групп ископаемых организмов указывает, что наиболее вероятный возраст разведочнинских отложений эйфельский (низы эйфеля), несмотря на находки в них отдельных форм нижнедевонских рыб и брахиопод.

Мощность разведочнинской свиты близ Норильска 165—170 м, а на Курейке 65—70 м.

Тынепская свита впервые выделена Н. Э. Шульц в бассейне р. Бахты. Некоторые геологи ВАГТа склонны включать в ее состав пестроцветы как среднего, так и нижнего девона. Однако правильнее это наименование сохранить лишь за среднедевонской пестроцветной свитой, охватывающей верхи эйфельского и низы живетского ярусов. В окрестностях Норильска ей соответствует фокинская свита схемы Г. Д. Маслова и Н. Н. Урванцева.

На севере (Норильск, Курейка) тынепские пестроцветы согласно залегают на отложениях разведочнинской свиты, а южнее (реки Сухая Тунгуска, Бахта) — на красноцветах зубовской свиты.

Для тынепских отложений южных районов (реки Подкаменная Тунгуска, Бахта, Учами), кроме алевролитистых и доломитовых мергелей, характерны широко распространенные песчаники и алевролиты. Мощность отдельных песчаных пачек иногда доходит до 18—30 м. По направлению к северу количество обломочного материала убывает. На крайнем северо-западе (Норильск, р. Имангда) в глинисто-карбонатных породах тынепской свиты содержатся линзы гипса. С юга на север мощность свиты увеличивается от 80 до 200 (?) м.

Остатками организмов тынепская свита бедна; лишь в самой ее нижней части местами встречаются обломки костей среднедевонских рыб *Angarichthys hyperboreus* Обг., найденных впервые на р. Бахте С. В. Обручевым. В Норильском разрезе Г. Д. Масловым дополнительно обнаружены *Lunaspis* cf. *arctica* Heintz., *Onchus* sp. nov.

Юктинская свита, выделенная Н. Э. Шульц в 1955 г., венчает разрез среднего девона. Выходы слагающих ее известняков изучены во многих пунктах бассейнов р. Бахты, среднего течения р. Нижней Тунгуски и нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. Известняки изобилуют окаменелостями. Фаунистический комплекс (по определениям Б. В. Наливкина, В. В. Наливкина, М. А. Ржонсницкой и А. К. Крыловой) состоит из брахиопод *Atrypa zonata* Schnur., *A. ex gr. aspera* Schloth., *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch., *Elytha undifera* Roem., *Emannuella subumbona* Hall, *Schizophoria striatula* Schloth., *Productella djaltulensis* Nal., *Striatoproductus* (?) *tungussensis* Nal. и др.; пелеципод *Paracyclas proavia* Goldf., *Aviculopecten ingriae* Vern., *Schizodus* sp., *Oxidiscus* sp.; гастропод *Pleurotomaria* sp., *Murchisonia* sp., *Euomphalus* sp., *Naticopsis* sp.; головоногих *Pachoceras* sp., *Orthoceras* sp., *Micronoceras* sp., *Michellinoceras* sp.; трилобитов *Dechenella verneuilli* Barr.; табулят *Aulopora* sp., *Favosites hamiltonensis* Roem., *Chaetetes tenuis* Fresch. Фауна указывает на верхнеживетский возраст юктинских известняков. Мощность свиты на юге 20—25 м.

На севере одновозрастные отложения с близким комплексом окаменелостей обнаружены в окрестностях г. Норильска (далдыканские доломиты) и у западного подножия плато Путорана (известняки макусовского горизонта Г. Д. Макусова). Мощность верхнеживетской толщи здесь составляет 27—32 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего отдела девонской системы охарактеризованы ископаемой фауной лишь на крайнем северо-западе платформы (Норильск—Курейка) и в одном пункте близ ее западной окраины (бассейн р. Кондромо—приток р. Подкаменной Тунгуски). В остальных районах отнесение отдельных толщ к верхнему девону производится условно.

На севере верхнему отделу соответствует каларгонская свита (выделена Г. Д. Масловым). В настоящее время ее строение лучше изучено в окрестностях Норильска (Каларгон) и в западных подножиях плато Путорана (Имангда). Здесь свита состоит из трех толщ. Нижняя толща слагается пестроцветными глинисто-карбонатными породами, местами содержащими пласты гипса. Она связана постепенным переходом с нижележащими верхнеживетскими отложениями. Полная мощность ее известна лишь для района Имангды, где, по данным Г. Д. Маслова, составляет 60—63 м. Средняя толща представлена серыми, светло-серыми, желтовато-серыми доломитами и глинистыми доломитами, местами сильно кальцитизированными. Мощность этих пород 70—80 м. Над ними залегают верхняя толща серых и темно-серых, часто битуминозных известняков, доломитизированных известняков и доломитов, в которых встречаются остатки пелеципод, остракод, фораминифер, а иногда и брахиопод, гастропод, птеропод, водорослей и других организмов. Степень доломитизации пород в различных обнажениях неодинакова. Особенно сильно этот процесс проявился в окрестностях г. Норильска, где верхняя половина толщи сложена нацело доломитизированными известняками.

В известняках самой нижней части толщи найдены раковины франкских брахиопод *Theodossia* ex gr. *anosofi* Vern., *Cyrtospirifer jeremejevi* Tchern., несколько выше по разрезу *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl. (опре-

деления С. В. Черкесовой и А. К. Крыловой). М. В. Смирнов сообщил о находке в окрестностях Норильска в средней части толщи остракод *Entomis serratostrata* S a n d b. Среди других остракод, развитых по всему разрезу, многочисленны крупные лепердиции, представленные новыми видами. Пелециподы принадлежат верхнедевонским лептодесмам. Из фораминифер наиболее распространены новые виды умбелл. Близ Норильска (Каларгон) в доломитах верхней части толщи встречаются плохой сохранности остатки синрингопорид и спириферов. Полная мощность верхней толщи в окрестностях Норильска равна 85—92 м.

Общая мощность каларгонской свиты 200—225 м.

Породы верхней толщи каларгонской свиты в последнее время стали также известны по рекам Кулюмбэ, Курейке, Северной и у устья р. Ленивой. Нижние горизонты свиты в обнажениях на этих участках еще не обнаружены. Предварительные определения строматопор (*Rosenella* (?) sp.) и кораллов (*Syringopora* sp., *Syringokon* sp.), сделанные Н. Ф. Флеровой и В. Д. Фомичевым из находок в бассейне р. Бруса, позволяют предполагать, что самые верхние слои каларгонской свиты, возможно, будут соответствовать зоне этрень.

Южнее, в бассейне р. Бахты, к верхнему девону геологи ВАГТа условно относят джалтулинскую свиту серых известковистых песчаников, алевролитов и алевролитистых известняков¹. В геологическом разрезе джалтулинская свита располагается между верхнеживетскими известняками и угленосными отложениями тунгусской серии. Мощность свиты 20—40 м. Остатков организмов в ее породах не найдено.

К югу от бассейна р. Бахты верхнедевонская толща выделена А. А. Боручинкиной по р. Девадякиту (приток р. Кондромо). Здесь над верхнеживетскими известняками юктинской свиты залегают пачки светло-серых песчаников и коричневато-серых и зеленовато-серых метаморфизованных алевролитов и мергелей. В последних встречен отпечаток щитка верхнедевонской панцирной рыбы *Bothriolepis* sp. Мощность толщи 15—25 м.

Рассмотрение девона западной части Сибирской платформы показывает, что в его разрезах нормально морские отложения (разведочнинская, юктинская, частично каларгонская свиты) имеют подчиненное значение. В то же время преобладают пестроцветные толщи, осадки которых формировались в мелких бассейнах ненормальной солености: опресненных (курейская свита) или засолоненных (гипсоносные толщи тынелской и зубовской свит).

Возможно, в районах рек Бахты и Подкаменной Тунгуски пестроцветы с линзами косослоистых песчаников тынелской свиты частично являются континентальными образованиями.

С севера на юг разрезы становятся менее мощными. Так, если суммарная мощность ниже- и среднедевонских отложений в Норильском районе равна 700 м, то в бассейне р. Подкаменной Тунгуски она всего 100—130 м. В том же направлении происходит замещение глинистых, глинисто-карбонатных и гидрохимических пород породами обломочными, песчано-глинистыми, и песчано-карбонатными. Территория

¹ В. В. Меннер относит джалтулинскую свиту к верхнему палеозою и считает, что в приводимом тексте, опирающемся на данные геологов ВАГТа, в состав джалтулинской свиты включена толща пород, объединяющая как собственно джалтулинские аркозовые песчаники, так и тонкозернистые песчаники, действительно верхнедевонские, на которых первые лежат с размывом.

развития существенно обломочных толщ опоясывает с запада и северо-запада поднятия Енисейского кряжа и его погребенного продолжения.

На северном склоне Енисейского кряжа отмечается региональный перерыв в основании верхнего эйфеля.

Имеющиеся данные показывают, что на территории западной части Сибирской платформы активных проявлений вулканической деятельности в девонском периоде, по-видимому, не было.

РЫБИНСКАЯ ВПАДИНА

Девонские отложения Рыбинской впадины описаны в работах В. Ф. Донцова (1932), И. К. Баженова и М. К. Нагорского (1936), К. В. Радугина (1937), А. С. Хоментовского (1947) и других исследователей. В 1948 г. А. В. Лесгафт впервые представил общую схему стратиграфии этих отложений, подразделив их на ряд свит и выделив три отдела девонской системы. Верхнедевонский возраст отложений А. В. Лесгафт подтвердил палеонтологическими материалами, а средний и нижний отделы выделил условно. В 1951—1954 гг. трестом «Востсибнефтегеология» (Н. Н. Глазунова, М. Я. Лоскутников, И. И. Миронов, И. И. Рибас, Б. А. Фукс и др.) и трестом «Запсибнефтегеология» (А. Н. Сачук и З. А. Акульчева) на территории впадины были проведены большие нефтепоисковые работы, значительно дополнившие данные А. В. Лесгафта. В последнее время девонские отложения северо-западной окраины впадины были изучены при геологосъемочных работах масштаба 1:200 000, проведенных Красноярским геологическим управлением (В. В. Беззубцев, И. П. Жуйко, Р. Ш. Залялеев, В. М. Чаиркин и др.). Вопросам стратиграфии девонских отложений посвящены также исследования Н. Н. Глазуновой и Э. П. Перфильевой, В. Т. Мордовского (1954), Э. Н. Янова (1955) и А. И. Анатольевой. Эти исследования пока еще не разрешили многих спорных вопросов стратиграфии, так как девонские красноцветные и вулканогенно-красноцветные толщи в пределах впадины бедны органическими остатками.

В пределах Рыбинской впадины девонские отложения распространены на больших площадях. Они залегают с резким угловым несогласием на подстилающих породах архея в протерозоя, а в северо-западной части впадины — на складчатых толщах кембрия. В центральной части впадины и в Саяно-Партизанском районе (на юго-западе) девонские отложения скрыты под юрским осадочным чехлом, лежащим на них с размывом. Помимо естественных обнажений, разрез девонских отложений вскрыт опорной скважиной в районе с. Рыбинского, а также многочисленными колонковыми скважинами.

Девонские отложения Рыбинской впадины представлены фациально изменчивыми красноцветными, частично также вулканогенно-красноцветными толщами непостоянной мощности. Максимальные мощности (более 2000 м) сосредоточены в юго-западной части впадины вдоль предгорий Восточного Саяна. По направлению на северо-восток мощность отложений резко сокращается. В Рыбинской опорной скважине полная мощность девонских отложений всего лишь 900 м; из них 842 м пройдено по верхнедевонским отложениям и только 62 м — по остальной части девонского разреза, подстилаемой архейскими породами. Одновременно с сокращением мощностей разрез девонских отложений в северо-восточном направлении упрощается. Вследствие этого на северо-востоке полностью исчезают вулканогенно-красноцветные толщи,

известные в девонском разрезе на юго-западе, и на архейские породы непосредственно налегают красноцветные верхнедевонские отложения.

Фауна и флора девонских отложений Рыбинской впадины позволяют в настоящее время достаточно определенно выделять только верхний отдел системы. Средний и нижний отделы разделяются по палеонтологическим данным в значительной мере предположительно. Поэтому эти отделы девонской системы рассматриваются ниже совместно.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения нижнего и среднего отделов девонской системы распространены главным образом на юго-западе Рыбинской впадины, вдоль предгорий Восточного Саяна. Лучше всего эти отложения обнажены на р. Кане, где наиболее полный разрез ниже- и среднедевонских отложений впервые был изучен А. В. Лесгафтом и в последнее время уточнен исследованиями А. И. Анатольевой.

С некоторыми отклонениями этот разрез может быть прослежен также в бассейне р. Березовки. Между бассейнами рек Березовки и Кана, а также близ сел Торгашино и Амбарчик наблюдаются сокращенные разрезы, в которых непосредственно на породы нижнего кембрия или протерозоя налегают верхние части разреза ниже-среднедевонских отложений, типичных для юго-восточной и северо-западной окраин Рыбинской впадины.

Разрез девонских отложений по р. Кану наблюдается в сравнительно пологой моноклинали, наклоненной на северо-восток и несколько осложненной дополнительными складками и флексуорообразными изгибами слоев.

Разрез девона начинается оклерской свитой, как и большинство других свит этого разреза, выделенной А. В. Лесгафтом. Свита представлена однообразными красноцветными песчаниками и алевролитами мощностью 650 м. Непосредственный контакт оклерской свиты с нижележащими отложениями на р. Кане плохо обнажен. А. В. Лесгафт предполагает трансгрессивное налегание песчаников оклерской свиты на дислоцированные толщи нижнего палеозоя. В сопоставимом разрезе, наблюдаемом в бассейне р. Березовки, такие соотношения видны прямо в обнажении (д. Ерлыковка). Расположенная ниже по течению р. Кана и выше по разрезу пеновская свита, образована главным образом аргиллитами красновато-бурого и реже зеленовато-серого цвета и мало мощными пачками бурых песчаников. Самая верхняя часть разреза пеновской свиты сложена однообразными желтовато-серыми среднезернистыми песчаниками. Мощность этой свиты не превышает 350 м.

Вышележащие отложения объединены А. И. Анатольевой в хуторскую свиту. Нижняя часть разреза этой свиты представлена валунно-галечными и галечными конгломератами мощностью 150 м. Обломочный материал состоит преимущественно из кристаллических известняков, эффузивов, в том числе и зеленокаменных разностей, красных гранитов, разнообразных сланцев и в меньшей мере красноцветных песчаников.

Выше по разрезу конгломераты сменяются толщей туфогенных пород желтовато-лилового цвета мощностью 150 м, состоящих главным образом из литокластических туфов. Туфогенные породы перекрываются темно-серыми и черными базальтами, залегающими в виде двух по-

кровов. Нижняя часть покровов образована черными плотными базальтами, верхняя — их миндалекаменными разностями. Общая мощность хуторской свиты 400 м. Непосредственные контакты свиты с подстилающей ее пеновской и вышележащей анжинской свитами по р. Кану не наблюдаются. Тем не менее стратиграфическое положение хуторской свиты устанавливается совершенно определенно. Она лежит между пеновской и анжинской свитами в крыле моноклинали, полого наклоненной на северо-восток. Залегание сравнительно мощной толщи конгломератов в основании хуторской свиты указывает на существование крупного перерыва, отделяющего эту свиту от подстилающих пород.

Анжинская свита¹ лежит выше хуторской, в районе р. Кана, содержит в нижней части разреза маломощную пачку базальных мелкогалечных конгломератов. Свита представлена преимущественно песчаниками бурых, красно-бурых, зеленовато-серых и серых тонов. Песчаники в низах свиты разнозернистые до гравийных, выше по разрезу средне- и тонкозернистые, массивные и слоистые; нередко известковистые. Песчаники в средней части разреза содержат маломощные пачки водорослевых известняков красного цвета с неровными бугорчатыми поверхностями напластования и известняков однородного сложения серого и желтоватого цвета. Мощность анжинской свиты 350 м.

Большинство исследователей считает эту свиту среднедевонской, ссылаясь на торгашинскую флору, возраст которой спорен: ее относят то к среднему, то к нижнему девону. Таким образом, надежные палеонтологические данные для определения возраста анжинской свиты отсутствуют. Хуторская свита по аналогии слагающих ее эффузивных пород с такими же породами верхней части разреза вулканогенной серии Минусинского прогиба (Лучицкий, 1957) относится, возможно, к эйфелю, а отделенные от нее крупным перерывом свиты пеновская и оклерская — к нижнему девону; нижедевонский возраст пеновской и оклерской свиты отмечал и А. В. Лесгафт. Некоторые исследователи (Д. И. Мусатов и др.) считают, что оклерская свита принадлежит верхнему кембрию.

Сходные черты строения имеет разрез в бассейне р. Березовки. Здесь он наблюдается также в крыле моноклинали, наклоненной на северо-восток. Этот разрез характеризуется значительно худшей обнаженностью, чем описанный выше. Здесь, тем не менее, весьма отчетливо близ д. Ерлыковки устанавливается резко несогласное налегание оклерской свиты на карбонатные породы нижнего кембрия. Девонский возраст оклерской свиты в этом районе сомнений не вызывает. Мощность свиты около 600 м.

Развитые в основании разреза красноцветные породы некоторые исследователи (Э. Н. Янов и др.) параллелизуют с предположительно среднедевонскими отложениями, известными под названием зыковской или асафьевско-привольнинской свиты в междуречье Кана и Березовки. Между тем выше красноцветных пород оклерской свиты в бассейне р. Малой Березовки к югу от с. Маганска и на горе Долгий Мыс в отдельных выходах наблюдаются красноцветные песчаники с пачками аргиллитов и мелкогалечных конгломератов мощностью 350 м, вполне сопоставимые с породами пеновской свиты. Выше залегает эффузивная толща, представленная красноцветными песчаниками, базальтами и диабазовыми порфиридами. Эту эффузивную толщу мощ-

¹ По Н. Н. Глазуновой и Э. П. Перфильевой, — ивашихинская.

ностью около 650 м, весьма сходную с описанной на р. Кане хуторской свитой, в низовье р. Березовки перекрывает серия слоев, представляющих полную аналогию аңжинской (ивашихинской) свите разреза, наблюдаемого по р. Кану. Близ с. Торгашино эта серия слоев несогласно залегают на карбонатных толщах нижнего кембрия, отделяясь от последних лишь пачкой красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов и зеленовато-серых плитчатых песчаников. В зеленоцветных песчаниках еще в 1929 г. Ю. А. Кузнецовым найдены растительные остатки, в недавнее время детально изученные А. Р. Ананьевым. Им описаны следующие формы: *Psilophyton Goldschmidtii* Hall, *Drepanophycus spinaeformis* Goerr., *Dicranophyton robustus* (Daws) Zal., *Zosterophyllum myretonianum* Penkallow, *Barinophyton obrutschevii* Ananiev, *Ienisseiphyton Lebedevi* Ananiev, *Bucheria* sp. По мнению А. Р. Ананьева (1954), эта флора указывает на нижнедевонский возраст отложений. А. Н. Криштофович считает флору с. Торгашино среднедевонской. Г. П. Радченко, также изучивший эту флору, относит ее к эйфелю. Точная датировка возраста девонских отложений по флоре, таким образом, и здесь оказывается пока затруднительной.

С торгашинским разрезом сходны сокращенные разрезы отложений нижнего и среднего отделов девонской системы, типичные для междуречья Кан — Березовка на юго-западной окраине Рыбинской впадины. В этих разрезах, обнаженных весьма скудно, в разрозненных единичных выходах на породы складчатого фундамента непосредственно залегают красноцветные песчаники и конгломераты, подстилающие аңжинскую свиту.

Указанная толща пород большинством исследователей выделяется под названием асафьевско-привольнинской свиты и считается среднедевонской. Преимущественно в зеленовато-серых песчаниках этой свиты в районе с. Орловки имеется следующая флора: *Psilophyton princeps* D., *P. Goldschmidtii* H., *Dawsonites arcuatus* H., *Pachytrocha* sp. (определения Е. Ф. Чирковой-Залесской); у лесопилки с. Шало А. Н. Криштофовичем описаны *Psilophyton Goldschmidtii* H., *Taenio-crada decheniana* (Goerr.), Kt., et W., *Dawsonites* sp. Возраст этой флоры, так же как и возраст аналогичной ей флоры из района с. Торгашино, вызывает разногласия и датируется средним или нижним девоном. В центральной части впадины, как видно по результатам бурения Рыбинской опорной скважины, нижняя часть девонского разреза, лежащая прямо на кристаллическом фундаменте, представлена главным образом песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей и известняков общей мощностью 62 м.

Таким образом, нижний и средний отделы девонской системы Рыбинской впадины изучены недостаточно и прямых указаний на возраст соответствующих отложений нет.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний отдел девонской системы лучше всего изучен в центральной части впадины, где имеются материалы по бурению, частично обработанные в 1955 г. Н. Н. Глазуновой и Э. П. Перфильевой. Разрез верхнедевонских отложений, по мнению большинства исследователей, начинается кунгусской свитой, низы которой А. В. Лесгафт относил к среднему девону также условно. Палеонтологических остатков в этой свите нет.

Кунгусская свита на подстилающих породах анжинской (ивашихинской) свиты залегает согласно; это наблюдается в Рыбинской опорной скважине, а также по рекам Кану, Анже и Березовке. Н. Н. Глазунова и Э. П. Перфильева, однако, указывают на угловое несогласие между анжинской и кунгусской свитами, установленное колонковым бурением в районе с. Вятки к северу от с. Агинского. Кунгусская свита так же, как и вышележащие, выделенные А. В. Лесгафтом, обнаруживает резкую фациальную изменчивость. Господствующими породами свиты являются пестроокрашенные алевролиты с подчиненными прослоями аргиллитов, мергелей, песчаников, известковистых брекчий и комковатых известняков. Характерно присутствие многочисленных округлых известковистых стяжений, более светлых, чем вмещающие породы. Известняки преобладают в верхней части разреза. Средняя и верхняя части разреза свиты загипсованы. В опорной скважине мощность кунгусской свиты 460 м. В районе с. Вятки она достигает 600 м.

Выше кунгусской залегает чаргинская свита, также немая. Эта свита представлена белыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями известняков и фациально их замещающими алевролитами, аргиллитами и мергелями. В опорной скважине мощность чаргинской свиты 50 м.

Следующая вверх по разрезу амонашская свита состоит из сильноизвестковистых пестроокрашенных алевролитов и мергелей с прослоями песчаников, известняков (местами доломитизированных), аргиллитов, а также редкими прослоями известковистых конгломератов. Полная мощность свиты в Рыбинской опорной скважине 45 м, максимальная мощность не более 100 м.

В отложениях этой свиты, по данным Н. Н. Глазуновой и Э. П. Перфильевой, встречаются разнообразные остатки фауны рыб: *Ostelolepis macrolepidotus*, *Dipterus verneuilli* (определения А. П. Быстрова), *Bothriolepis obrutschevi*, *B. klementzi*, *B. cf. sibirica* Artrodira, *Holophychius*, *Megalichtus*, *Tepsodus* (определения Д. В. Обручева); листоногих *Asmusiella mordovskii* Nov., *Brachyestheria devonica* Nov., *B. piskovischensis* Nov., *Sphaerestheria volgensis* Nov., *S. celsus* Nov., *Asmusia vulgaris* (Lutk.), *A. exentrica* (Lutk.), *Trigonestheria timanica* (Lutk.) (определения Н. И. Новожилова), *Estheria membranica* Part. и *Estheria Pogrebovi* Lutk. (определения Е. М. Люткевича). Присутствует также флора *Pseudobornia ursina* Wath., *Barynophyton richardsonia* (Daws.) White, *Psilophytales* (*Hostimella*) sp., *Archaeopteris* sp. (определения А. Н. Криштофовича), *Schuguria ornata* Tschir (определения Е. Ф. Чирковой-Залесской). В этой же свите С. Н. Наумова определила разнообразный состав спор с господствующими видами *Hymenozonotriletes echinulus* Naum., *Dorichotriletes rugosus* Naum., *Lephotriletes rotundus* Naum. Все палеонтологические остатки указывают на верхнедевонский возраст отложений, соответствующий фаменскому ярусу.

Вышележащую ловатскую свиту¹ и согласно на ней залегающую красногорьевскую многие исследователи считают верхнедевонскими, однако находки в ловатской свите остатков нижнекаменноугольной флоры близ с. Нойского приводят к выводу о нижнекаменноугольном воз-

¹ Это название применяется для соответствующих отложений Рыбинской впадины, но в дальнейшем его следует изменить, так как аналогичное название уже давно применен к одной из свит девонских отложений Калининской области.

расте обеих свит. Краткие сведения о них приведены соответственно в разделе «Каменноугольная система».

Верхнедевонские отложения из центральной части Рыбинской впадины прослеживаются далеко на север, вплоть до юго-западного крыла Канско-Тасевской впадины. В пределах последней распространение этих отложений установлено в бассейне р. Усолки.

В северо-западной части впадины верхнедевонские отложения, по-видимому, тоже широко распространены, но здесь они изучены значительно хуже.

МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ

Девонские отложения Минусинского прогиба лучше всего изучены в Минусинской и Чулымо-Енисейской впадинах, хуже в Назаровской и Сыдо-Ербинской. Весьма ограничены сведения о строении девонских отложений, приуроченных к системе мелких впадин, расположенных на окраинах Минусинского прогиба: Уленская и Ербинская впадины, Саралинский и Балыксинский прогибы в пределах Кузнецкого Алатау, Кизирская и Казырская впадины в юго-западной части Восточного Саяна и др. В связи с поисками нефти и газа во впадинах Минусинской и Чулымо-Енисейской, отчасти также и в Назаровской, разрез девонских отложений частично вскрыт многочисленными скважинами, не достигшими, за редким исключением (например, Копьевская скважина), основания девонского разреза.

Имеющиеся в настоящее время палеонтологические материалы позволяют хорошо обосновать возраст отложений среднего и верхнего отделов девонской системы. Распространение пород, относящихся к нижнему отделу девона, подтверждается их залеганием ниже отложений, охарактеризованных фауной эйфельского яруса, и главным образом сравнительно немногочисленными находками флоры.

В системе впадин Минусинского прогиба девонские отложения повсеместно залегают с резким угловым несогласием на подстилающих породах кембрия и протерозоя, а кверху сменяются каменноугольными отложениями.

Строение девонских отложений неоднородно. В юго-западной части Минусинской впадины, в Таштыпском районе разрез их непрерывен. В других районах прогиба постоянно наблюдается трансгрессивный контакт, разделяющий вулканогенно-красноцветные толщи низов разреза и лежащие выше красноцветные отложения. Изменчива также мощность девонских отложений. В зонах максимального прогибания она достигает 6 км, но обычно составляет в среднем 3,5—4 км. В окраинных частях впадин и на антиклиналях внутри впадин мощность девонских отложений местами сокращается до нескольких сотен метров. В таких разрезах с маломощными накоплениями осадков обычно резко изменяется фациальный тип отложений; состав осадков становится более однообразным и в них увеличивается количество грубообломочного материала.

Непостоянство мощностей и фаций девонского разреза на территории Минусинского прогиба прослеживается и в крупном плане. В южных частях прогиба наблюдается максимальная мощность девонского разреза и разнообразная литология осадков, в северных происходит резкое сокращение мощностей и упрощение разреза, вследствие чего затрудняется его стратиграфическое расчленение.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В полных разрезах к нижедевонским отложениям относят имекскую свиту и подстилающие ее вулканогенно-красноцветные толщи, развитые в юго-западной части Минусинской впадины, в Таштыпском районе. В этом районе, близ ст. Сартак, на левом берегу р. Абакана вулканогенно-красноцветные породы с пачкой базальных конгломератов трансгрессивно и с резким угловым несогласием налегают на сильно перемятые зеленокаменные породы кембрия.

Нижняя часть наблюдаемого здесь разреза сложена диабазовыми и лабрадоровыми порфиритами, базальтами, вулканическими брекчиями и туфобрекчиями. Средняя часть разреза вулканогенно-красноцветной серии образована красноцветными алевролитами, разнозернистыми песчаниками и аргиллитами, а верхняя — лабрадоровыми порфиритами. Эту сложно построенную и мощную (2 км) часть девонского разреза Н. А. Беляков и В. С. Мелещенко (1953) называют чиланской свитой. Однако название свиты для такого мощного разреза, поддающегося более дробному расчленению, неудобно, поскольку в том же Таштыпском районе в качестве свит обычно выделяют несравненно более мелкие стратиграфические единицы. Поэтому А. И. Анатольева (1956) для них предлагает название чиланской серии.

Вышележащая имекская свита (Мелещенко и Беляков, 1955) согласно залегает на покровах лабрадоровых порфиритов чиланской серии. Она представлена однообразным разрезом зеленовато-серых и бурых песчаников и алевролитов, в верхней части переходящих в темно-серые, почти черного цвета алевролиты и аргиллиты, содержащие растительные остатки. В районе д. Мурты песчаники и алевролиты фациально замещаются известняками. Мощность имекской свиты в районе с. Таштып 300 м, а в предгорьях Западного Саяна она сокращается до 200 м. А. Н. Криштофович из отложений этой свиты определил следующие формы: *Psilophyton princeps* Daw s., *Drepanophycus* cf. *spinajormis* Goerr.

В неполных, сокращенных разрезах, типичных для большей части территории Минусинского прогиба, к нижнему девону относят значительную часть разреза вулканогенно-красноцветных толщ, залегающих после перерыва в осадконакоплении. Эти вулканогенно-красноцветные толщи распространены в основном в предгорьях складчатых сооружений и, кроме того, наблюдаются в ядрах многих антиклинальных складок (Копьевской, Баитской, Новоселовской, Биджинской и др.).

В основании вулканогенно-красноцветного разреза в некоторых районах (ст. Копьево, ферма Толчя, д. Агаскыр, д. Усть-Парная, р. Черемушка и др.) отмечаются базальные конгломераты, в которых содержится переотложенный местный материал, испытавший незначительную транспортировку. Вулканогенно-красноцветный разрез представлен главным образом покровами излившихся пород, чередующихся с пачками пирокластических и терригенно-красноцветных отложений. Среди вулканогенных пород чаще всего встречаются диабазовые порфириты и базальты, лабрадоровые порфириты, отчасти плагиопорфиры, а также разнообразные брекчии и туфы. Новые данные (Луцицкий, 1957, 1959) указывают на преобладание в нижней части разреза лабрадоровых порфиритов, сменяющихся кверху преимущественно недифференцированными базальтовыми лавами.

Вулканогенно-красноцветные толщи рассматриваемых районов известны под различными названиями (чиланская, копьевская, быскарская серия и др.). В последнее время их чаще всего называют быскарской серией. Типичный разрез девонской вулканогенной серии прослеживается, однако, не около пос. Быскар, а в районе станций Копьево, Шира и на озерах Шунет и Матарак (копьевская серия, Лучицкий, 1957). Здесь низы разреза представлены диабазовыми порфиритами и базальтами, расчлененными более или менее мощными пачками лабрадоровых порфиритов, вулканических брекчий и их туфов. Средняя часть вулканогенной серии образована осадочными, терригенно-красноцветными породами, которым в отдельных случаях подчинены маломощные пачки известняков. Самая верхняя часть вулканогенного разреза представлена однообразной толщей диабазовых порфиритов и базальтов.

С. М. Дорошко и Е. Ф. Чирковой-Залесской (1954) из средней части вулканогенного разреза района ст. Шира собрана и определена следующая флора: *Psilophyton princeps* Dawson, *Ps. Goldschmidtii* Halle, *Taenocrada decheniana* Goepfert, *Drepanophycus spinaeformis* Goepfert, *Drep. (Arthro stigma) dentatus* Tschirk, *Minussia antiqua* Tschirk, *Dicranophyton primaevum* Tschirk. Флору из этой части разреза изучал также А. Р. Ананьев (1954, 1959).

Аналогичное строение вулканогенно-красноцветных толщ прослеживается на большей территории Минусинского прогиба, в частности в его южных районах на территории Ворошиловского прогиба и в других участках. В отдельных районах вулканогенно-красноцветный разрез расчленен на свиты сотрудниками ВАГТа (Красильников, Моссаковский, 1956) и Красноярского геологического управления (Б. П. Зубкус, Ю. Ф. Погоня, Е. А. Шнейдер и др.), но общепринятая номенклатура этих свит еще не разработана. Сопоставление вулканогенно-красноцветных толщ различных районов впервые было предпринято Г. И. Теодоровичем, С. М. Дорошко и Е. Ф. Чирковой-Залесской (1954). Сделанные Е. Ф. Чирковой-Залесской (1954) определения флоры, в общем совпадающие с определениями А. Р. Ананьева (1954, 1959), позволили сравнить наблюдения в верхней части разреза ст. Шира и озер Шунет и Матарак известняки и другие осадочные породы с имекской свитой юго-западной части Минусинской впадины.

Развитые под осадочными породами эффузивы Г. И. Теодорович (1954), а затем и С. М. Дорошко (1954) сопоставляют с чиланской свитой юго-западной части Минусинской впадины, а самые верхи вулканогенного разреза, лежащие на осадочной пачке, со среднедевонскими отложениями толочковской свиты. Дальнейшая параллелизация вулканогенных разрезов на всей территории системы девонских впадин особенно полно проведена в работах И. В. Лучицкого (1957, 1960). Установленное им на больших площадях трехчленное строение вулканогенной серии позволило отнести нижнюю часть эффузивного разреза, так же как и перекрывающие их осадочные породы, сопоставленные с имекской свитой, к нижнему девону. Верхняя часть вулканогенного разреза, представленная преимущественно недифференцированными базальтовыми лавами, отнесена И. В. Лучицким к самым низам среднего девона, к аналогам толочковской свиты.

Таким образом, по данным А. Р. Ананьева, А. И. Анатольевой, С. М. Дорошко, Б. Н. Красильникова, И. В. Лучицкого, Г. И. Теодоровича, Е. Ф. Чирковой-Залесской и др., нижнедевонские вулканогенные

породы развиты во всех впадинах, а возраст всего эффузивного разреза считается ниже- и лишь отчасти (самые верхи) среднедевонским. Эта точка зрения не всеми разделяется (В. С. Мелешенко, В. Н. Киркинская, Н. Г. Чочиа). В. С. Мелешенко (1956), например, ссылаясь на определения Г. П. Радченко, оспаривает нижедевонский возраст флоры, изученной Е. Ф. Чирковой-Залесской и А. Р. Ананьевым. Верхнюю часть вулканогенно-красноцветных образований вместе с трансгрессивно перекрывающими их осадочными породами в неполных сокращенных разрезах В. С. Мелешенко относит к живетскому ярусу среднего девона, к так называемой абаканской свите. Отмеченные выше осадочные пачки, расчленяющие в тех же разрезах вулканогенные образования, он сопоставляет с верхнеэйфельскими отложениями таштыпской свиты, а вулканогенные толщи, подстилающие осадочные пачки, считает эйфельскими. Среди вулканогенных образований В. С. Мелешенко выделяет еще и азыртальскую фацию верхнего живета.

Наблюдающаяся фациальная изменчивость вулканогенно-красноцветной серии сопровождается сменой вулканогенных пород красноцветными. Такое замещение может быть показано на примере с. Верхний Аскиз и д. Быстрой, где бурением в нижней части девонского разреза установлено широкое развитие красноцветных пород. В отдельных случаях происходит полное исчезновение вулканогенных пород, что иллюстрирует широкое распространение красноцветных толщ, сопоставляемых Н. Г. Чочиа с чиланской свитой В. С. Мелешенко на хр. Чоочек. Фациальная изменчивость в разрезе вулканогенной серии приводит, кроме того, к появлению вблизи наиболее крупных поднятий и на последних относительно более кислых пород (плагиопорфиров). Максимальная мощность вулканогенно-красноцветной серии 2 км, средняя 1000—1200 м. Мощность нижедевонских отложений в пределах этой серии варьирует от 700 м на севере до 1500 м на юге Минусинского прогиба.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднедевонские отложения начинаются красноцветными породами толчковской свиты (Мелешенко и Беляков, 1955). Последняя связана постепенным литологическим переходом с подстилающими отложениями имекской свиты.

Широкая полоса развития красноцветных пород толчковской свиты приурочена к Таштыпскому району. В районе деревень Иmek, Печенов, Усть-Таштып они представлены преимущественно красноцветными тонкозернистыми и среднезернистыми песчаниками, а также алеврититами и аргиллитами. К западу и югу от этих районов в составе толчковской свиты заметную роль играют грубообломочные породы — гравелиты, конгломераты и грубозернистые песчаники. Максимальная мощность толчковской свиты 1000 м, а ближе к предгорьям горных сооружений Кузнецкого Алатау и Западного Саяна она сокращается до 200 м. В отложениях толчковской свиты остатки фауны и флоры неизвестны, поэтому при определении возраста этой свиты приходится опираться на косвенные данные, а именно: на положение ее в разрезе ниже верхнеэйфельских известняков таштыпской свиты и выше нижедевонских пород имекской свиты. Эти обстоятельства позволяют относить отложения толчковской свиты к нижнему эйфелю среднего девона.

Перекрывающая толчковскую свиту толща известняков с таштыпским комплексом фауны, известная еще по работам Д. А. Клеменца, И. К. Баженова и Д. Г. Сапожникова, названа Н. А. Беляковым и В. С. Мелешенко таштыпской свитой. Эта свита образована преимущественно известняками и мергелями, содержащими в низах разреза прослой алевролитов и известковистых песчаников. В известняках таштыпской свиты в юго-западной части Минусинской впадины почти повсеместно встречаются обильные остатки брахиопод, кораллов и мшанок, изученных коллективом палеонтологов ВСЕГЕИ под руководством М. А. Ржонсницкой (1952). Наиболее характерными являются следующие формы: *Acrospirifer subgreagrius* Rzon., *Gypidula* ex gr. *galeata* Dalm., *Chonetes (Tornquistia) minussinensis* Rzon., *Eoreticularia sinunata* Gurich, *Uncinulus tashtypiensis* Rzon., *Alveolites (Alveolitella)* aff. *karmakensis* Tchern., *Thamnopora alta* Tchern., *Paracyclas, elliptica* Hall, *Dechenella (Praedechenella) linclivosa* Max., *Cyrtoceras cf. lineatum* Archux et Vern., *Eijeloceras kayseri* Foerste и др. Изучение фауны привело исследователей к выводу о принадлежности ее к эйфельскому ярусу среднего девона. В районе деревень Печенов и Усть-Таштып известняки таштыпской свиты фациально замещаются эффузивными породами. В нижней части мощного разреза этих пород встречаются отдельные прослой известняков и аргиллитов с таштыпским комплексом фауны.

Вышележащие отложения, связанные постепенным переходом с известняками таштыпской свиты, В. С. Мелешенко (1953) выделены под названием абаканской свиты. Г. И. Теодорович (1954) по месту наилучших выходов свиты в пределах Таштыпского района предлагает называть ее сиринской, а А. И. Анатольева (1956) — устьчульской.

Устьчульская свита, так же как и нижележащие — толчковская и таштыпская, — развита только в юго-западной части Минусинской впадины, т. е. в том районе, где наблюдается полный непрерывный разрез девонских отложений. Устьчульская свита в районе с. Таштып состоит из красноцветных тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Ближе к предгорьям Кузнецкого Алатау (улус Ахайлы-Гол) песчаники замещаются конгломератами, галька которых представлена местными породами. В районе д. Усть-Таштып устьчульская свита образована вулканогенными породами, диабазовыми порфиритами и базальтами. Возраст устьчульской свиты определяется по положению ее в разрезе между верхнейэйфельскими и верхнеживетскими отложениями, что с одинаковой степенью обоснованности может указывать как на верхнейэйфельский, так и на нижнеживетский возраст.

В неполных разрезах, развитых на большей части территории Минусинского прогиба, строение нижней части среднего девона сильно упрощается. Ниже повсеместно прослеживающегося перерыва местами развиты эйфельские отложения, представленные преимущественно диабазовыми порфиритами и базальтами, сопоставимыми с отложениями толчковской свиты. Мощность вулканогенных эйфельских пород 400—500 м.

Выше перерыва трансгрессивно с базальными горизонтами конгломератов в основании ложится свита красноцветных песчаников, известная с давних пор как нижняя красноцветная свита, впоследствии названная толтаковской (Красильников, 1956) или кокоревской (Анатольева, 1956). В строении свиты принимают участие преимущественно красноцветные разнозернистые песчаники, алевролиты и аргил-

литы. В предгорьях Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна в разрезе толтаковской свиты заметную роль играют конгломераты, галька которых представлена местными породами. Мощность толтаковской свиты в центральных частях впадин достигает 300—400 м (р. База, д. Бородино), а в предгорьях горных сооружений уменьшается до 100 м (р. Печище, д. Усть-Парная). Возраст толтаковской свиты по палеофитологическим исследованиям А. Н. Криштофовича (1927), определившего *Psilophyton princeps* Daws., *Psilophyton thomsonia* Daws., *Leptophloeum sibiricus* Kryst., считается среднедевонским, ближе не определенным.

Вышележащие сероцветные отложения, перекрывающие в непрерывных разрезах породы устьчульской свиты, а в сокращенных разрезах красноцветные песчаники толтаковской свиты, выделяются некоторыми исследователями под названием бейской серии (Анатольева, 1956). В юго-западной части Минусинской впадины эта серия Д. Г. Сапожниковым (1937) разделялась на три толщи, получившие впоследствии у Н. А. Белякова и В. С. Мелешенко названия свит (снизу вверх) аскизской, илеморовской и бейской.

Аскизская свита распространена весьма ограниченно только в пределах Таштыпского района. Она залегает с постепенным, но четким переходом на красноцветных песчаниках устьчульской свиты. Представлена свита чередованием песчаников, алевролитов и отчасти мергелей темно-серой и лиловой окраски. В отложениях аскизской свиты встречается родусит. Мощность аскизской свиты не превышает 200 м. По положению свиты в разрезе возраст ее определяется как среднеживетский.

Перекрывающая ее илеморовская свита¹ образована преимущественно зеленоцветными песчаниками и алевролитами, содержащими незначительные по мощности прослои аргиллитов, а в верхней части разреза пачки водорослевых известняков и мергелей. В этих отложениях имеется живетская фауна филлопод *Euestheria pogrebovi* Gutn., *Asmussia clarkei* Raun., *Asmussia membranacea* Pascht., *Trigonostheria sinuata* (Lutk.), *Pseudoestheria plicata* (Lutk.), *Erisopsis crassa* (Lutk.) (определения Е. М. Люткевича и Н. И. Новожилова) и флора *Drepanophycus* sp., *Dawsonites* sp.

На остальной территории Минусинского прогиба, характеризующейся неполным сокращенным разрезом, вместо двух свит — аскизской и илеморовской — выделяется одна — сарагашская. Отложения сарагашской свиты по четкой литологической границе, но часто с постепенным переходом, перекрывают красноцветные песчаники толтаковской свиты. Сарагашская свита (рис. 32) образована преимущественно известняками, мергелями и известковистыми песчаниками с преобладанием светло-серых, желтоватых и зеленоватых тонов. Мощность сарагашской свиты весьма изменчива: максимального значения (600 м) она достигает в пределах Минусинской впадины (села Бая, Бородино и др.), а в среднем 300—400 м (ст. Шира, села Новоселово, Улазы и др.).

¹ Рекомендованная В. С. Мелешенко и Н. А. Беляковым номенклатура свит илеморовской, бейской и вышележащих верхнедевонских (ойдановской, кохайской и тубинской) в 1956 г. утверждена Всесоюзным стратиграфическим комитетом для всеобщего пользования. В качестве аналога трех верхнедевонских свит утверждена также описываемая ниже туранская серия, название которой предложено А. И. Анатольевой.

Бейская свита, залегающая в непрерывных разрезах выше илеморовской, а в сокращенных перекрывающая отложения сарагашской свиты, представлена главным образом известняками и мергелями и лишь отчасти известковистыми песчаниками. Бейская свита исключительно богата палеонтологическими остатками. От южных районов Минусинских впадин по направлению к северным в ней наблюдается обеднение фауны; последняя становится более угнетенной, мелкой и менее разнообразной. В районе деревень Огоньки, Васильевки и Талкино фауна в бейской свите не обнаружена. Мощность бейской свиты более или

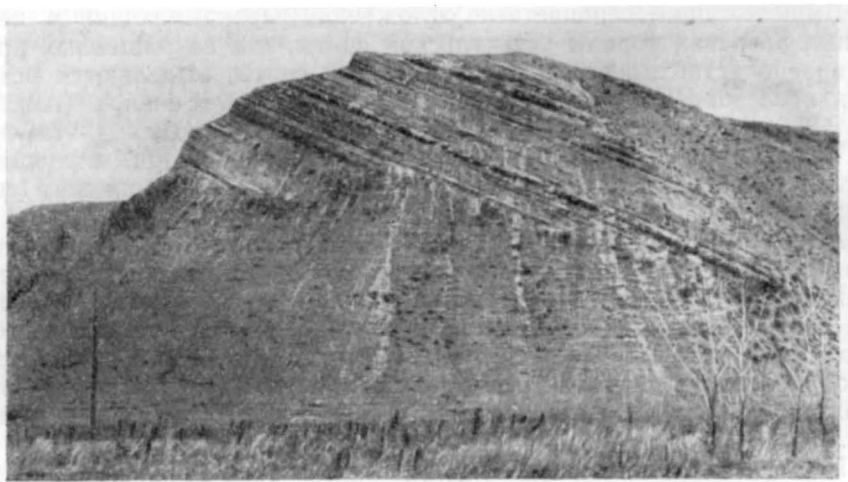


Рис. 32. Выходы сарагашской свиты у с. Новоселово.
Фото Е. А. Шнейдера

менее постоянна и составляет 150—200 м. Из этой свиты определена следующая главнейшая фауна: *Theodossia schmidtii* Stuck., *Avicula (Leptodesma) asa* B. Nal., *Pterinea minussinensis* (Stuck.), *Euryspirifer cheehiel* (Kon.), *Euryspirifer cheehiel* var. *alata* Stuck., *Euryspirifer cheehiel* var. *ortogonalis* Khalf., *Brachyspirifer martianofi* (Stuck.), *Rhynchospirina lopatini* (Stuck.), *Athyris concentrica* Buch, *Streptorhynchus devonicus* Orb., *Lioclema jakovlevi* Schoen. и *Spirorbis* sp. др. Изучение фауны в большинстве своем эндемичной, проведенное под руководством М. А. Ржонсницкой, позволило установить вероятный верхнеживетский возраст этой свиты. Принадлежность ее к живету известна еще по работам А. О. Штукенберга (1885).

В периферических частях впадин сероцветные отложения живетского возраста, соответствующие сарагашской и бейской свитам, выделены в нерасчлененную бейскую серию. В большинстве случаев она трансгрессивно ложится на эффузивы нижнего девона или на породы нижнепалеозойского фундамента. В районе деревень Ермолаевой и Васильевки (Чулымо-Енисейская впадина) отложения этой серии, ложащиеся на эффузивные породы вулканогенно-красноцветной серии, подвергшиеся доживетскому выветриванию. Мощность сероцветных отложений в этом районе составляет 120—200 м. По северному фасу Западного Саяна бейская серия прослеживается в районе д. Шунеры, где

в известково-песчанистом разрезе мощностью 60 м содержится фауна брахиопод, в частности *Spirifer cheehiel*. Эта серия трансгрессивно налегает на породы кембрийского возраста. Нерасчлененная бейская серия, залегающая на породах фундамента, развита и в ряде других мест. Наиболее сокращенный разрез ее наблюдается в районе деревень Агаскыр и Сарала и оз. Ошколь, где на неровную поверхность красных гранитов налегает пачка (15—40 м) известняков.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Перекрывающие бейскую свиту отложения верхнего отдела девона представлены в основном красноцветными породами, содержащими в средней части разреза сероцветные. Они делятся на три свиты, названные Н. А. Беляковым и В. С. Мелещенко ойдановской, кохайской и тубинской. Наиболее четко такое подразделение проводится в юго-западной части Минусинской впадины, где в средней части разреза развита значительная по мощности толща песчаников, алевролитов и отчасти известняков светло-серого и зеленоватого цвета.

Залегающая в низах разреза верхнего девона ойдановская свита представлена однообразными красноцветными породами — главным образом мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами и отчасти аргиллитами. Особенно возрастает роль аргиллитов в строении разреза ойдановской свиты по правобережью р. Енисей, в районе деревень Аешки, Сарагаш, Улазы, Новоселово и др. С нижележащими отложениями бейской свиты ойдановская повсеместно связана постепенным, но весьма четким литологическим переходом, лишенным каких бы то ни было самых незначительных следов размыва или перерыва (села Ойданово, Большие Уты, озера Большое, Сарагаш и др.). Отложения ойдановской свиты в Минусинской впадине, как правило, образуют хорошо выраженные в рельефе куэстовые гряды, а в Чулымо-Енисейской впадине выходы их приурочены преимущественно к понижениям в рельефе. Максимальная мощность ойдановской свиты наблюдается в районе д. Большое Озеро, где она составляет 700 м, а минимальная в районах д. Аешки и оз. Ошколь, где она не превышает 300 м. Верхнедевонский (франский) возраст ойдановской свиты определяется как по ее положению в разрезе выше отложений верхнего живета, так и по остаткам рыб. Среди последних Д. В. Обручевым определены *Bothriolepis* cf. *cellulosa* P and., *Bothriolepis sibirica* d'Orb. Среди филлопод Н. И. Новожиловым определены *Brachyestheria pino-vitschensis* Novoj., *Spaerestheria volgensis* Novoj., *Asmussia* sp., (*Asmussia* aff. *vulgaris* (Lutk.)), *Asmussia murchisoniana* Jones и др., подтверждающие верхнедевонский возраст свиты.

Вышележащая кохайская свита представлена наиболее полным и разнообразным разрезом в юго-западной части Минусинской впадины в районе сел Таштып, Усть-Таштып, Большой Монок, Ойданов, Илеморово, Большой Аскиз. Большие Уты и др. В строении свиты здесь участвуют преимущественно зеленоцветные и темно-серые песчаники, в большинстве случаев известковистые, тонкозернистые и реже среднезернистые; а также алевролиты и аргиллиты. Примерно в средней части разреза появляются прослой плотных массивных, а также водорослевых известняков. Мощность кохайской свиты в этих районах всегда более или менее постоянна и, как правило, составляет 300 м. На остальной территории Минусинского прогиба отложения кохайской свиты

теряют присущие ей черты строения. Мощность свиты сокращается до 150 м, исчезают из разреза зеленовато-серые и темно-серые алевролиты и песчаники, прослой известняков встречаются редко. В этих районах свита образована известковистыми песчаниками и алевролитами светло-серого и темно-серого цвета, чередующимися с буровато-серыми и красновато-бурыми песчаниками. Принадлежность кохайской свиты к франскому ярусу устанавливается по остаткам филопод *Asmussia excentrica* Lutk., *Asmussia rotundula* Lutk., *Asmussia vulgaris* L. (определения Е. М. Люткевича), рыб *Bothriolepis* cf. *cellulosa* Pand., *B. sibirica* d'Orb., *Glyptolepis remota* Orb. (рис. 33) (определения Д. В. Обручева) и остракод *Bardia* sp., *Knotilla* sp., *Gealdionella* sp. (определения А. Д. Зеккеля и В. Заспеловой).

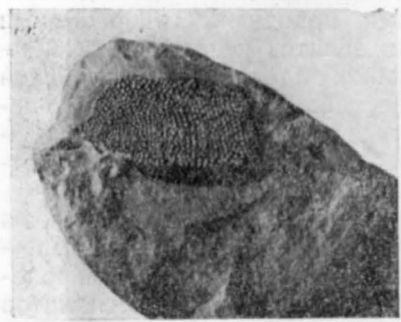


Рис. 33. Остатки *Botriolepis sibirica* d'Orb. из кохайской свиты. Скв. № 3 близ д. Игрыш. $\frac{2}{3}$ нат. вел.
Фото Е. А. Шнейдера

Вышележащая тубинская свита объединяет большую часть разреза верхнедевонских отложений. В Минусинской впадине отложения этой свиты в рельефе занимают пониженные или слабо всхолмленные участки, а в Чулымо-Енисейской впадине, наоборот, приурочены к хорошо выраженным куэстовым грядам. В строении свиты участвуют однообразные песчаники и алевролиты и лишь в районах, тяготеющих к правобережью Енисея (села Новоселово, Улазы, Аешки, Сарагаш), значительное участие

в разрезе принимают аргиллиты. Максимальные мощности этой свиты составляют 700 м (с. Аешки, р. База), минимальные (ст. Копьево, оз. Ошколь) 400 м. Возраст тубинской свиты определяется как фаменский по флоре и остаткам панцирных рыб. А. Н. Криштофовичем из этой свиты определена флора *Archaeopteris Romerianum* Lesg., *Arch. Jacksoni* Daws., *Protopteridium postumense* Krejei, а Д. В. Обручевым — остатки рыб *Osteolepis* sp., *Thaumatolepis* sp., *Megalichtus* sp.

В предгорьях складчатых сооружений и по окраинам впадин сероцветные породы кохайской свиты замещаются красноцветными, вследствие чего трехчленное деление верхнего девона невозможно и приходится выделять единую туранскую красноцветную серию, соответствующую всем названным выше трем свитам верхнего девона. Отложения нерасчлененной туранской серии могут быть прослежены в Минусинской впадине в районе «Уйбатского залива», в частности в районах рудника Барит, д. Камышты и ст. Уйбат, где разрез образован исключительно красноцветными песчаниками, очень однообразными по составу. По северной окраине Чулымо-Енисейской впадины, в районе ст. Ужур, деревень Огоньки и Ермолаево, а также по всей Назаровской впадине верхнедевонский разрез также однообразен и представлен в основном красноцветными песчаниками с пачками алевролитов и аргиллитов. Мощность нерасчлененной туранской серии, как правило, достигает 1000 м и лишь местами (д. Ермолаево) несколько превышает эту цифру. За верхнюю границу девона принимается линия четкой литологической смены красноцветных пород верхнего девона сероцветными песчаниками и алевролитами нижнего карбона. Совпадение этой четкой

литологической границы с возрастной доказано еще в конце прошлого века палеонтологическими работами И. Е. Рогана (1899), а в самое последнее время подтверждено исследованиями Д. В. Обручева (1954). М. И. Грайзера и А. Н. Сокольской (1954). Однако эта граница не вполне совпадает с границей, устанавливаемой по флоре и проходящей несколько выше по разрезу.

УСИНСКАЯ ВПАДИНА

Девонские отложения Усинской впадины представлены серией вулканогенно-красноцветных пород, лишенных фауны и содержащих лишь плохо сохранившиеся остатки *Psilophytales*.

По данным А. Г. Сивова (1934) и А. Д. Шелковникова нижняя часть разреза девонских отложений представлена эффузивно-туфогенными породами преимущественно кварцево-порфирового состава. Наряду с кварцевыми порфирами и фельзитами сравнительно редко встречаются андезитовые порфириты. От подстилающих пород эффузивно-туфовая толща отделена крупным перерывом и несогласием. По мнению названных исследователей, эта толща, мощность которой ими не определена, относится к верхнему силуру, но такое заключение плохо совпадает с тем, что в настоящее время известно в отношении строения и возраста вулканогенно-красноцветных толщ юга Красноярского края. Состав описанных ими пород близок к тому, который типичен для низов девонского разреза Минусинской впадины, и соответственно возраст толщи может быть предположительно установлен в пределах нижнего или низов среднего отдела девонской системы.

Вышележащая толща красноцветных песчаников залегает несогласно на излившихся породах и отделена от них перерывом. В основании толщи песчаников залегают конгломераты с обильной галькой подстилающих пород. Местами эта толща залегает непосредственно на кембрийских отложениях.

Мощность толщи песчаников не определена, а возраст точно не установлен. По-видимому, она может быть сопоставлена с красноцветными толщами, залегающими в Минусинской впадине выше перерыва, отделяющего эти толщи от вулканогенной части разреза. Соответственно, ее возраст предположительно можно считать средне- или верхнедевонским.

ОБЩАЯ СВОДКА

В составе девонского комплекса Красноярского края принимают участие главным образом красноцветные терригенные осадочные толщи лагунно-дельтового и континентального происхождения; распространение карбонатных морских отложений ограничено. На юге края, в пределах Саяно-Алтайской горной системы, в низах девонского разреза существенную роль играют вулканогенные накопления.

Девонские отложения края фациально изменчивы, вследствие чего изучение разрезов этих отложений в отдельных районах далеко не всегда дает однозначные результаты.

Наибольшие затруднения в настоящее время вызывает проблема распространения нижнедевонских отложений. На севере края, в Таймырской складчатой области, где имеются непрерывные разрезы от

верхнего силура (готландия) до девона, эта проблема решается сравнительно просто и выделение здесь нижнего отдела девонской системы сомнений не вызывает. Разнообразная морская фауна, изученная в соответствующей части разреза, подтверждает распространение на севере нижедевонских отложений.

Южнее, на юго-западном крыле Тунгусской синеклизы, где известна нижедевонская фауна панцирных рыб (правда, эндемичная), сохраняется тот же характер взаимоотношений. Но в северо-восточном крыле синеклизы нижедевонские отложения выпадают из разреза. Среднедевонские отложения (с кораллами и плохой сохранности остатками брахиопод) ложатся в этом районе на фаунистически охарактеризованные верхнесилурийские породы.

Имеющиеся указания на распространение красноцветных конгломератов и песчаников на Енисейском краже (р. Кия) и красноцветных пород, вскрытых скважинами в пределах Западно-Сибирской низменности, характеристику девонского разреза существенно не пополняют. В настоящее время на территории Западно-Сибирской низменности известен ряд скважин, вскрывающих красноцветные породы, принадлежащие, вероятно, девонской системе, но изучены эти породы недостаточно. Такие породы встречены, в частности, опорными скважинами: Касской на глубине 1600 м и Белогорской на глубине 2000 м; в обоих случаях — под юрскими отложениями. Между селами Большая Мурта и Казачинским неглубокими скважинами установлено также распространение толщи зеленоцветных терригенно-карбонатных пород мощностью 200 м, подстилающей рыхлые осадки юры и мела и залегающей на докембрийских отложениях резко несогласно. Эта толща тоже имеет, по видимому, девонский возраст.

В южных районах (Минусинский прогиб, Рыбинская и Усинская впадины) девонские отложения отделены от подстилающих пород крупным перерывом и угловым несогласием. Распространение морских отложений нижнего девона здесь весьма ограничено и палеонтологическими данными не подтверждено. Вследствие этого возникают разногласия по вопросу о распространении осадков нижнего отдела девонской системы. Однако остается несомненным, что тот комплекс вулканогенно-красноцветных пород, который в юго-западной части Минусинского прогиба (в Таштыпском районе) залегает ниже эйфельских слоев с таштыпской фауной, распространен не только в южной части прогиба, но и на севере, а также в Рыбинской и, по видимому, в Усинской впадинах. Поскольку в юго-западной части Минусинского прогиба соответствующие слою считают нижедевонскими, тот же возраст следует признать наиболее вероятным и для аналогов этих слоев на севере прогиба и в Рыбинской впадине. Изучение флоры из наиболее древних девонских вулканогенно-красноцветных толщ, как это видно по работам А. Р. Ананьева и Е. Ф. Чирковой-Залесской, подтверждает распространение нижедевонских отложений на всей территории Минусинского прогиба и в Рыбинской впадине. Споры по этому вопросу тем не менее продолжаются, так как в нижней части разреза девонских отложений юга края морская фауна неизвестна.

Для южных районов края характерной чертой является крупный региональный перерыв, отделяющий нижедевонские и эйфельские отложения от живетских слоев. Этот перерыв прослеживается почти на всей территории Минусинского прогиба, за исключением наиболее погруженных его участков, а также в Рыбинской впадине. Местами этот

перерыв сопровождается угловыми несогласиями. Перерыв охватывает верхнюю часть эйфельского яруса, а в северных районах Минусинского прогиба почти весь эйфель. На севере Рыбинской впадины перерыв в накоплении осадков соответствует почти всему среднему и нижнему отделам девона. Именно этим объясняется, в частности, налегание верхнедевонских отложений на северо-востоке впадины непосредственно на архейские кристаллические породы.

В Таймырской складчатой области перерыв, сопровождаемый несогласием, прослеживается на границе нижнего и среднего отделов девонской системы, что приводит к налеганию среднедевонских отложений на различные горизонты нижнедевонских и силурийских пород. На юго-западном крыле Тунгусской синеклизы ниже- и среднедевонские отложения связаны постепенными переходами, а на северо-восточном среднедевонские слои начинают девонский разрез.

Среднедевонские отложения с верхнедевонскими в большинстве районов связаны постепенными переходами, но на северо-восточном крыле Тунгусской синеклизы последние ложатся непосредственно на силурийские породы. В северо-восточной части Рыбинской впадины верхнедевонские отложения лежат, как отмечено выше, на архейских породах.

Смена верхнедевонских отложений нижнекаменноугольными в Минусинском прогибе также обычно сопровождается постепенными переходами; наблюдаются лишь местные перерывы, отмеченные, в частности, на Кунинском хребте и близ улуса Малый Топаков. Перерывы устанавливаются и на Таймыре, на р. Курейке и в других местах. На крыльях Тунгусской синеклизы взаимоотношения верхнедевонских отложений с нижнекаменноугольными не установлены.

В девонское время на территории края неоднократно развивались морские трансгрессии.

В нижнедевонскую эпоху трансгрессией была охвачена главным образом южная часть Таймырской складчатой области. Распространение этой трансгрессии в южные районы края прослеживается с трудом. Можно предполагать, в частности, что эта трансгрессия следовала от Таймырской складчатой области на юг через Западно-Сибирскую низменность вдоль западной окраины Сибирской платформы. Вследствие этого именно здесь накопились осадки, свойственные мелким опресненным бассейнам с разнообразной фауной рыб (курейская свита). Нижнедевонская трансгрессия распространялась на юг, возможно, даже в пределы Тунгусской синеклизы.

К концу нижнедевонской эпохи море с юга проникло в пределы Минусинского прогиба (имекская свита). Отсюда оно распространилось вдоль оси прогиба, по-видимому, вплоть до центральной части Чулымо-Енисейской впадины, оставив здесь мергелистые осадки в районе оз. Шунет и ст. Копьево (шунетская свита по Г. И. Теодоровичу, 1953; шунетская и кайлинская свиты, по И. В. Луцицкому, 1957).

Вторжению моря в пределы Минусинского прогиба на юге края предшествовала активная вулканическая деятельность, развитию которой сопутствовало опускание обширных площадей. Интенсивное погружение испытала не только область Минусинского прогиба, но и юго-западная часть Рыбинской впадины, прилегающая к Восточному Саяну. Однако в Рыбинскую впадину морская трансгрессия не проникла. Здесь одновременно с продуктами вулканических извержений

Сводная таблица сопоставления разрезов девонских отложений Красноярского края

Стратиграфические подразделения			Таймырская складчатая область	Хатангская впадина	Северо-восточное крыло Тунгусской синеклизы
Система	Отдел	Ярус			
Девонская	Верхний	Фаменский	Глинистые сланцы с пачками известняков и известковистых песчаников максимальной мощностью 700 м, с фауной брахиопод, гониатитов и др. и с растительными остатками	Глинистые известняки и мергели с микрофауной Темно-серые доломиты и известняки с фауной брахиопод	Известняки с прослоями доломитов и пластами гипса мощностью 50 м
		Франский			
	Средний	Живетский	Известняковая толща (верхи устьясинской свиты) максимальной мощностью 700 м, с разнообразной фауной брахиопод, кораллов, остракод и др.	Гипсоносная толща (в прослоях известняков известна фауна брахиопод)	Массивные известняки с брахиоподами мощностью 70 м Глинистые известняки и доломиты с брахиоподами мощностью 40 м
		Эйфельский			
	Нижний		Тарейская свита (охарактеризована разнообразными палеонтологическими остатками)	Соленосные отложения	Отсутствуют

накопились мощные, преимущественно кластические, красноцветные осадки, образовавшиеся вследствие размыва пород, слагающих Восточный Саян.

Северный и южный морские бассейны сообщались между собой, по-видимому, где-то за пределами Красноярского края — на территории Западно-Сибирской низменности.

В эйфельский век морской бассейн на юге края несколько сократился. Эйфельские осадки с морской фауной (таштыпские известняки) известны только на крайнем юго-западе Минусинского прогиба. На остальной площади прогиба этому времени соответствует либо перерыв, либо накопление терригенно-красноцветных толщ лагунно-дельтового или континентального происхождения.

На севере существенных изменений в очертаниях морского бассейна в эйфельское время, по-видимому, не произошло. На юго-западном крыле Тунгусской синеклизы тем не менее появились с трудом устанавливаемые, но ясные следы морской фауны, типичной для бассейнов с нормальной соленостью (разведочнинская свита). Таким образом, распространение северного морского бассейна на юг, вдоль западной

Таблица 8

(по А. И. Анатольевой и И. В. Луцицкому)

Юго-западное крыло Тунгусской синеклизы	Минусинский прогиб			Рыбинская впадина	Усинская впадина
Каларгонская свита	Тубинская свита		Туранская серия	Амонашская свита	
	Кохайская свита			Чаргинская свита	
	Ойдановская свита			Кунгусская свита	
Юктинская свита	Бейская свита		Нижний и средний девон нерасчлененные	Анжинская (ивашихинская) свита	Красноцветные песчаники и алевролиты
Тынепская свита	Илеморовская свита Аскизская свита	Сарагашская свита		Перерыв	Перерыв и угловое несогласие
Разведочни- нская свита	Устьчульская свита	Толтаковская свита		Хуторская свита	Вулканогенно-красноцветные породы
	Таштыпская свита Толочковская свита	Перерыв		Перерыв	
Курейская свита	Имекская свита	Вулканогенная (быскарская) серия		Пеновская свита	
Зубовская свита	Чиланская свита			Оклерская свита	

окраины Сибирской платформы через Западно-Сибирскую низменность, для эйфельского века следует считать весьма вероятным.

В живетское время большие площади на территории края были скрыты под уровнем моря. Обширная трансгрессия, достигшая максимального развития в конце живетского века, охватила весь Минусинский прогиб, за исключением северо-восточной его окраины, значительные площади на севере Тунгусской синеклизы и, по-видимому, всю восточную окраину Западно-Сибирской низменности. Морские осадки живетского яруса неизвестны только в Рыбинской впадине. Тем не менее живетские лагунно-дельтовые накопления здесь вполне вероятны.

В верхнедевонское время морской бассейн сохраняется только на севере края, в Таймырской складчатой области и частично в Тунгусской синеклизе. На юге края верхнему отделу девонской системы (табл. 8) соответствуют мощные толщи лагунно-дельтовых и континентальных отложений. В конце франского века (кохайская свита) в Минусинском прогибе намечается погружение, способствующее накоплению сероцветных осадков опресненных бассейнов (фауна листоногих), но этот процесс погружения уже не приводит к морской трансгрессии.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения каменноугольного возраста на территории Красноярского края имеют довольно ограниченное развитие, хотя общая площадь их выходов в последнее время, после пересмотра возраста некоторой части угленосных отложений, несколько увеличилась. Наиболее обширные площади выходов пород каменноугольного возраста принадлежат следующим четырем, значительно удаленным друг от друга, районам: Таймырской складчатой области, северной и северо-западной окраинам Сибирской платформы, крайней юго-западной части Сибирской платформы (Канско-Тасеевский район) и Минусинской котловине. Менее обширные изолированные площади с выходами пород каменноугольного возраста известны также в Хатангской впадине, в бассейне р. Чуни на Сибирской платформе и вблизи г. Красноярска.

По-видимому, в ряде районов каменноугольные отложения распространены значительно шире по сравнению с известными площадями их выходов, но перекрыты более молодыми образованиями. Так, широкое их распространение можно предполагать в Хатангской впадине, в южной части Тунгусского угленосного бассейна и в западном Причулымье. В этом последнем районе (уже за пределами Красноярского края, в 125 км к северу от г. Мариинска) одна из опорных буровых скважин на глубине 2550 м достигла каменноугольных отложений.

Если исключить Таймырскую складчатую область, в пределах которой каменноугольные отложения представлены преимущественно морскими осадками, на всей остальной территории края отложения намюрского яруса, среднего и верхнего отделов карбона выражены почти повсеместно угленосными фациями. В ряде районов с отложениями этого возраста связаны угольные месторождения, что обуславливает особый интерес к ним.

Отложения турнейского и визейского ярусов не содержат угольных пластов и представлены либо осадками эпиконтинентальных морей, трансгрессировавших на платформу и в пониженные части горных областей, либо чаще осадками лагун и крупных, но мелководных внутренних пресноводных водоемов.

Степень изученности отложений каменноугольного возраста в различных районах Красноярского края весьма неодинакова. Лучше изучены эти отложения в пределах Минусинских впадин, на территории которых в течение последних 15 лет проводилась среднемасштабная геологическая полостная съемка и в большом объеме поисковые и разведочные работы на уголь, а также рекогносцировочные и детальные нефтепоисковые работы. Поиски и разведка угольных месторождений дали возможность достаточно детально изучить каменноугольные отложения в бассейне рек Тасеевой и Ангары. Значительно усилившиеся в послевоенные годы геологические исследования на Таймырском полуострове привели к установлению здесь в ряде участков фаунистически охарактеризованного среднего карбона. По-видимому, местами здесь имеются и верхнекаменноугольные отложения, которые, однако, за недостатком данных не могут быть пока отделены от среднекаменноугольных, а возможно, также и от сакмарских образований.

Если породы, охарактеризованные остатками морских организмов, во многих случаях могут быть достаточно уверенно отнесены не только

к тому или иному отделу, но часто и к определенному ярусу каменноугольной системы, то этого до сих пор не представляется возможным сделать в отношении угленосных и даже лагунно-озерных отложений, заключающих преимущественно остатки наземных растений. Каменноугольные флоры Сибири, как известно, достаточно самобытны, прямое их сопоставление с лучше изученными теплолюбивыми флорами южного пояса — так называемыми флорами вестфальского типа — почти исключено и все попытки таких сопоставлений оказались неудачными. Единственно правильным в целях определения руководящего стратиграфического значения отдельных сибирских каменноугольных растений и тех или иных их комплексов является изучение этих растений из совместных местонахождений с остатками морских организмов. Такое изучение уже выполнено для турнейских и ранневизейских флор. Имеются предпосылки для изучения в таком же аспекте намюрских флор. Что касается средне- и верхнекаменноугольных сибирских флор, то пока нет никаких данных для более точного определения их возрастного положения и поэтому приходится ограничиваться сравнением их с флорами, типичными для разрезов Кузбасса.

Поскольку во многих районах Красноярского края выделение ярусов либо вовсе невозможно, либо производится до известной степени условно, ниже приводится обобщенная характеристика каменноугольных отложений по отдельным районам края с выделением там, где это возможно, отделов и ярусов системы.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

О наличии каменноугольных отложений в западной части Таймыра стало известно в конце 30-х годов текущего столетия, после исследований Е. М. Люткевич (1940, 1949), Н. П. Аникеева и А. И. Гусева (1939). Последующими работами, проводившимися уже после окончания Великой Отечественной войны, было установлено, что эти отложения имеются и в других районах складчатой области.

Каменноугольные отложения слагают небольшие разобщенные участки среди поля среднепалеозойских и пермских пород, занимающих южную окраину гор Бырранга. Они приурочены к зоне сопряжения верхнепалеозойского сводового поднятия с прилегающей к нему с юга верхнепалеозойской геосинклиналию, а также находятся в пределах последней.

Преимущественным развитием пользуются морские карбонатные нижнекаменноугольные отложения, в составе которых нередко выделяются все три яруса. Недавно установлены среднекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения, присутствие которых в течение долгого времени ставилось под сомнение. Достоверных верхнекаменноугольных морских образований пока не выявлено.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнекаменноугольные отложения образуют небольшие изолированные выходы в ядрах антиклинальных структур и в зонах тектонических нарушений либо слагают довольно узкие полосы на крыльях синклиналиных структур среди поля развития среднепалеозойских пород. Присутствие многочисленных остатков типичной фауны отличает нижнекаменноугольные отложения от других палеозойских пород. Не-

редко отмечается и изменение состава пород при переходе от верхнедевонских к нижнекаменноугольным отложениям и от последних к среднекаменноугольным образованиям. В настоящее время нижнекаменноугольные отложения могут быть расчленены на ярусы лишь в немногих местах.

В низовье рек Ефремовой и Максимовки, впадающих в Енисейский залив, по данным Е. М. Люткевича, нижнекаменноугольные отложения лежат согласно на верхнедевонских породах. Они представлены преимущественно черными, реже темно-серыми и белыми, толстослоистыми и массивными, плотными известняками с подчиненными прослоями черных глинистых и известковистых сланцев. Многие известняки издают при ударе сильный сероводородный запах. Мощность толщи около 1000 м. Среди остатков фауны, собранных с р. Ефремовой, О. Л. Эйнором, определены брахиоподы *Gigantoproductus maximus* (M'Coу) и *Spirifer* sp., а Л. С. Либровичем установлены гониатиты *Prolecanites* cf. *serpentinus* Phill., *Beyrichoceras* cf. *delicatus* Bisat. и *Goniatites* ex gr. *maximus* Bisat. Фауна с р. Максимовки представлена гониатитами *Prolecanites* aff. *diskoides* Toord et Crick., *Beyrichoceras* cf. *submicronatum* Bisat. и *Goniatites* cf. *striatus* Sow. По заключению Л. С. Либровича, обе группы органических остатков соответствуют среднему или низам верхнего визе.

На Карском побережье нижнекаменноугольные отложения имеют несколько иное литологическое строение. Так, в низовье рек Убойной и Першина они представлены черными глинистыми и известковистыми сланцами, перемежающимися с пластами серых раскристаллизованных известняков. В сланцах наблюдаются округлые известковистые стяжения. При ударе они также издают битуминозный и сероводородный запах. Обнаружены остатки визейской фауны фораминифер *Endothyra crassa* Brady, E. ex gr. *omphalota* Raus. et Reitl., *Archaediscus* sp., *Forschia* sp. (определения А. А. Войцеховской), а также кораллы *Meniskophyllum* sp. (определения И. И. Горского) и брахиоподы *Lino-productus rhenanus* Paesck., *Spirifer* cf. *incrassatus* Eichw., S. ex gr. *striatus* Mart., *Dielasma perovale* Kon. (определения О. Л. Эйнора).

По всей вероятности, в этих разрезах должны быть представлены также отложения турне и намюра, поскольку здесь наблюдается непрерывный разрез от верхнедевонских до среднекаменноугольных отложений.

По данным Е. М. Люткевича, мощность нижнекаменноугольных отложений 1000—1200 м, по последним же исследованиям Ю. Е. Погрибничкого она не превышает 550—600 м.

В истоках р. Убойной детальными исследованиями В. Г. Малова, В. И. Ушакова и В. А. Черепанова в 1954 г. были установлены фаунистически охарактеризованные отложения всех трех ярусов нижнего отдела. Здесь нижнекаменноугольные отложения залегают с видимым согласием на девонских породах. К турнейскому ярусу относится толща серых, массивных и толстоплитчатых, глинистых и чистых известняков с подчиненными прослоями доломитизированных известняков. В основании разреза известняки содержат линзы известнякового конгломерата, а вверху имеются породы оолитового сложения. Собранные в известняках многочисленные остатки брахиопод содержат следующие формы, характерные для нижнего турне: *Schizophoria* cf. *upensis* Sar., *Schuchertella* aff. *planiskula* (Sem. et Moell.), *Plicatifera* cf. *kalmiusi* (Liss.), *Overtonia* aff. *calcaricus* Nal., *Reticularia* cf. *angeli* Nal.,

Athyris aff. *hirsuta* (Hall), *Dielasma* cf. *insigne* (Kon.) и другие виды. Более обильны остатки из верхнего турне, в том числе брахиоподы *Schellwinella* cf. *rotundata* Thom., *Schizophoria* ex gr. *rezupinata* (Mart.), *Rhipidomella michelini* (Ev.), *Pustula pustulosiformis* Rotay, *Camarotoechia* cf. *acutirugata* (Kon.), *Spirifer taidonensis* Toll, *Spirifer desinuatus* Liss., *Spirifer* cf. *incertus* Hall, *Spirifer* ex gr. *cinctus* (Keys.), *Dielasma* cf. *chouteanensis* Wall, *Dielasma* cf. *insigne* (Kon.) (определения В. И. Устрицкого), а также кораллы *Michelinia* sp., *Syringopora ramulosa* Goldf., *Zaphrentis delanouei* Edw. et Haime, *Zaphrentis* ex gr. *parallela* Carr. (определения М. С. Жижинной).

Мощность отложений турнейского яруса около 250 м.

Визейский ярус представлен темно-серыми мелкозернистыми плитчатыми известняками, иногда оолитовой структуры, с многочисленными остатками разнообразной фауны. Среди последней имеется комплекс нижневизейских брахиопод *Spirifer* ex gr. *trigonalis* Mart., *S.* aff. *grabovi* Rotay, *S. gorskii* Einor, *Brachythyris* cf. *atbasarica* Nal. Среднее визе охарактеризовано фауной брахиопод *Chonetes pseudovariolata* Nik. var. *fenia* Rotay, *Ch. siblyi* Paeck, *Ch.* cf. *snamenskensis* Sok., *Daviesiella* cf. *comoides* (Sow.), *Thomasella* cf. *margaritacea* (Phill.), *Cancrinella* aff. *ovata* (Hall), *Avonia* cf. *sarytschevae* Sok., *Spirifer* cf. *acutisimilis* Sem., *S. grabovi* var. *latissimus* Rotay, *S.* aff. *gorskii* Einor, *S.* cf. *pelaensis* Well., *S.* aff. *altenautus* Sow.

Общая мощность ниже- и среднеvizейских отложений 75 м. Они постепенно сменяются толщей нерасчлененных верхневизейских — наюрских отложений. Последняя сложена темно-серыми и серыми мелкозернистыми плитчатыми известняками мощностью до 100 м с обильными остатками фораминифер, кораллов и брахиопод. По определению М. С. Жижинной, среди кораллов имеются формы *Lithostrotion portlocki* Edw. et Haime, *Zaphrentis* ex gr. *konincki* Edw. et Haime. По определению В. И. Устрицкого, среди брахиопод имеются *Schizophoria* aff. *chouteaunensis* Well, *Linoproductus* aff. *tenuistriatus* (Vern.), *L. probus* Rotay, *Echinoconchus elegans* (M'Coу), *E. punctatus* (Mart.), *Striatifera spinifera* (Paeck.), *Dictyoclostus pinguis* Muir-Wood, *Gigantoproductus* aff. *janishevskii* (Sar.), *G.* aff. *intergricosta* Phill., *Brachythyris rhomboidales* (M'Coу), *Phricodothyris lineata* (Mart.), *Athyris royssii* Ev., *Dielasma* cf. *attenuatum* (Mart.).

После некоторого перерыва в обнажениях нижекаменноугольные отложения вновь появляются в бассейне рек Бинюда и Тарей. Здесь они слагаются главным образом темно- и светло-серыми, массивными и толстослоистыми органогенными известняками с сильным сероводородным и битуминозным запахом при ударе. Иногда известняки содержат значительное количество линзовидных прослоев и стяжений черного и темно-серого кремня. На междуречье между истоками рек Тари-Бигай и Ленивой среди карбонатных пород в верхней части разреза имеются прослой известково-глинистых и глинистых сланцев и алевролитов. Мощность нижекаменноугольных отложений колеблется в пределах 250—300 м, но в районе истоков р. Тари-Бигай она увеличивается до 700 м. В большинстве пунктов обнаружены фаунистически охарактеризованные отложения визейского яруса.

Отложения всех трех ярусов выявлены на водоразделе рек Тарей и Ленивой, где, по данным Т. В. Раевской, на наличие турнейского яруса указывают остатки брахиопод *Pustula pustulosus* Phill., *Paryphorhinchus trasversum* Muir-Wood, а также коралла *Pseudouralina*

sp. Здесь же весьма обильны формы визейского яруса. Согласно определениям С. М. Андропова и Т. А. Добролюбовой, они представлены брахиоподами *Orthothetes* sp., *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.) var. *groberi* Sar., *G.* aff. *indianensis* Girty, *Dictyoclostus pinguis* Muir-Wood, *Linoproductus probus* Rotay, *L. jagovkini* Nal., *L.* aff. *venevi* Sar., *Echinoconchus elegans* (M'Coу), *Pugilis pugilis* Muir-Wood, *P. subscoticus* Sow., *Canocrinella undatus* DeFr., *Pugnax quadricostus* Reed, *Brachythyris* aff. *intergricostus* Phill., *B. subcardiiformis* Hall, *Reticularia lineata* Mart., *Dielasma arkansasum* Well., *Cranaena sulcata* Well., а также кораллами *Paleosmia shutchburyi* Edw. et Haime и *Amplexus* sp.

Среди этой фауны имеются формы, указывающие и на намюрский ярус. Это представители брахиопод *Linoproductus corrugatus* M'Coу, *L. ovatus* Hall, *Gigantoproductus latissimus* Sow., *Buxtonia scabriculus* Mart., *Antiquatonia insculptus* Muir-Wood, *Atriatifera* cf. *striatus* Fisch., *Pugnax acuminata* Mart., *Camarophoria donica* Rotay, *Spirifer* aff. *bisulcatus* Sow., *S. gorskii* Einor, а также кораллов *Paleosmia murchisoni* Edw. et Haime.

В 1957 г. Г. Э. Грикуров подтвердил распространение отложений всех трех ярусов нижнего карбона в верховье и среднем течении р. Бинюда. Турнейский возраст здесь имеют серые и темно-серые известняки с прослоями кремнистых сланцев, содержащие остатки фораминифер *Endothyra nana* Zip., *E.* aff. *latissima* Malonh., *E. inflata* Zip., *Tschernyshinella glomiformis* (Zip.), *Spiroplectamina tschernyshinensis* Zip., *Hyperammia elegans* Raus. et Reittl., *Achaesphaera grandis* Zip., *Parathyrammina* aff. *cushmani* Sul., *Tournayella discoidea* Dain. (определения А. А. Войцеховской), а также гастропод *Rhanerotinus* sp., *Euomphalus* cf. *crotolstomus* Vost., *Straporollus* sf. *planorbiformis* Vost., *Bellerophon* sp. (определения В. А. Востоковой) и криноидей *Poteriocrinus* sp. (определения Р. С. Елтышевой). Мощность турнейских известняков 200—300 м. Они лежат согласно на верхнедевонских породах.

Визейские известняки мощностью около 300 м согласно перекрывают породы турнейского яруса. Отсюда Т. А. Дедок определила следующие брахиоподы: *Chonetipustula* cf. *carringtoniana* Dav., *Chonetes dalmanianus* Kon., *C.* ex gr. *papilionacea* Phill., *Echinoconchus* cf. *elegans* M'Coу, *E. subelegans* Thomas, *Zinoproductus* ex gr. *cora* Orb., *Brachythyris* sp., *Athyris* cf. *ambigna* Sow., *Gigantoproductus* sp., *Spirifer* ex gr. *groberi* Schwetz., *Phricadothyris lineata* Mart., *Schuchertella* cf. *wexfordensis* Smyths, а Г. С. Порфирьевым установлены кораллы *Palaeosmia shutchbury* Edw. et Haime, *P.* cf. *murchisoni* Edw. et Haime, *Zithostrotion* ex gr. *caespitosum* Mart., *Z. irregulare* Phill., *Caninia* ex gr. *patula* Sal., *Zaphrentis* sp. Помимо этого, Р. С. Елтышевой были определены криноидей *Pentagonocyclicus constrictus* var. *ruga* Elt. и *Cyathocrinus* aff. *virgalensis* Waag, а О. В. Лобановой выявлены пелециподы *Posydonomya constricta* Kon., *Myalina monroensis* Worten.

Намюрские отложения, лежащие согласно на визейских известняках, представлены темно-серыми и черными аргиллитами, песчаниками, алевролитами и известняками. Мощность их 150—200 м. Породы содержат остатки брахиопод *Chonetes* aff. *syblyi* Pask., *Echinoconchus* cf. *punctatus* Mart., *Thomasella* aff. *margaritacea* Phill., *Striatifera* aff. *tenella* Sar. (определения Т. А. Дедок) и *Dictyoclostus tenuicostus*:

(Hall) (определение Г. Е. Черняк). Тут же находятся остатки пелеципод *Posidoniella vetusta* Sow. и *Anthraconauta* sp. (определения О. В. Лобановой), а также криноидеи *Scytalocrinus* aff. *sansabensis* Moog and Plum. (определения Р. С. Елтышевой), а из гониатитов Л. С. Либрович выявил остатки *Cravenoceras* sp. Намюрские отложения согласно перекрываются так называемой макардовской свитой среднего и верхнего карбона.

Выходы нижнекаменноугольных отложений установлены и в долинах левых притоков р. Верхней Таймыры, а также в долине р. Ледяной, впадающей в Таймырское озеро. Они представлены органогенными и доломитизированными известняками, иногда доломитами. Местами породы несколько обогащены терригенным материалом. Мощность отложений 350—600 м.

Толщи нижнекаменноугольных карбонатных пород прослеживаются и по водоразделу рек Верхней Таймыры, Шренка и Угольной. Обнажения нижнекаменноугольных известняков и доломитов появляются вновь на водоразделе между участками нижних течений рек Шренка и Угольной.

На правобережье р. Нижней Таймыры вдоль русла р. Бунге, по наблюдениям А. В. Щербакова, нижнекаменноугольные породы залегают на размытой поверхности средне- и верхнедевонских отложений. Разрез их начинается с маломощного горизонта известнякового мелкогалечникового конгломерата, который заключает остатки визейской фауны *Productus complicatus* Раеск., *Chonetes hemisphaericus* Sem., *Chonetes shumerdianus* Кон., *Spiriferina* aff. *cristata* Sow., *Rhipidomella* cf. *melchlini* (Ev.), *Schizophoria* cf. *chouteanensis* Well. (определения О. Л. Эйнора). Выше следует пачка светло-серых глинистых известняков мощностью около 50 м. Их сменяют темно-серые органогенные известняки с остатками колониальных и одиночных кораллов *Syringopora polaris* Sok. и др. Мощность этих известняков 200 м.

Общая же мощность нижнекаменноугольных отложений около 250 м. Они согласно перекрываются среднекаменноугольными отложениями.

Отсюда полоса нижнекаменноугольных известняков почти непрерывно простирается в район истоков р. Коралловой (бассейн р. Траутфеттера) и далее с тем же северо-восточным простираением уходит в верховье р. Ленинградской.

Несколько южнее, в районе истоков рек Ленинградской, Северной и Ньюнкараку-Тари, параллельно вышеуказанной полосе прослеживается несколько более узких полос, а также ряд небольших участков с выходами нижнекаменноугольных органогенных известняков.

Небольшие выходы этих же пород имеются в истоках рек Жданова и Проходимой, в бассейнах рек Преградной и Ключевки, а также в истоках рек Географов, Быстрой, Рыбной и Топографов. Мощность известняковой толщи в этом районе колеблется от 150 до 500 м. В более северных участках известняки иногда содержат незначительное количество терригенного материала либо прослой известково-глинистых, глинистых и алевролитовых сланцев. Здесь на большой площади нижнекаменноугольные отложения лежат согласно или местами на размытой поверхности девонских пород. Ограниченность палеонтологических остатков пока не дает возможности выделить отдельные ярусы в нижнекаменноугольных отложениях этих участков.

Более полный фаунистически охарактеризованный разрез нижнекаменноугольных отложений установлен М. Н. Злобиным в 1952 г. в районе истоков рек Нюнькараку-Тари и Ленинградской. Отложения турне выделены по следующему комплексу фауны: фораминиферы *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Endothyra* cf. *inflata* var. *maxima* Lip., *E. aff. rjausakensis* N. Tchern., *E. aff. spinosa* N. Tchern. var. *magna* Lip., *E. ex gr. nordwikensis* Lip., *E. ex gr. similis* Raus et Reitl., *E. ex gr. taimyrica* Lip., *Archaeosphaera grandis* Lip., *Tournayella* ex gr. *gigantea* Lip. (определения А. А. Войцеховской); брахиоподы *Schellwienella crenistria* Phill., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Avonia jounghiana* Dav., *Spirifer tornacensis* Kon., *Athyris* aff. *ambigua* Sow. (определения А. К. Крыловой). Весьма обильны также остатки неопределимых криноидей, мшанок и гастропод. Вышележащие отложения вize—намюра характеризуются фораминиферами *Endothyra globulus* (Eichw.), *E. aff. samarica* Raus., *Archaeodiscus* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *A. ovoides* Raus., *A. ex gr. moelleri* Raus., *Parmodiscus* ex gr. *vetustus* Dutk., *Eostafella* ex gr. *parastruwei* Raus., *E. ex gr. mosquensis* Viss. и *Textularia* sp. (определения А. А. Войцеховской); кораллами *Lithostrotion maccoyanum* Eichw. et Haime, *L. caespitosum* Mart. и *Dibunophyllum* aff. *vaughani* Salle (определения М. С. Жижинной) и брахиоподами *Gigantoproductus mirus* (Fredks.), *Athyris* sp. (определения А. К. Крыловой).

В последнее время установлено, что на восточной окраине Таймырской складчатой области нижнекаменноугольные породы образуют небольшие разобщенные выходы, выступающие из-под покрова вышележащих терригенных отложений. Они констатированы в верховье рек Журавлева, Осипа, Чернохребетной, Прончищева, Северной и в долине р. Зеленой. Повсюду здесь нижнекаменноугольные отложения выражены серыми, разнослойными и массивными доломитизированными и чистыми известняками. Местами вверху разреза появляются пачки и прослои известковистых и глинистых сланцев. Породы содержат редкие остатки брахиопод и фораминифер. Мощность их достигает 700—800 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В настоящее время имеется уже достаточно фактических материалов, подтверждающих наличие в Таймырской складчатой области среднекаменноугольных отложений. Обычно эти отложения слагают отдельные мелкие выходы в пределах площади распространения нижнекаменноугольных пород. Нижняя граница среднекаменноугольных отложений выявляется по изменению состава пород при сопутствующей смене фаунистических комплексов. Но местами переход от нижнекаменноугольных к среднекаменноугольным отложениям не всегда ясен. Верхняя граница среднекаменноугольных отложений относительно ясно выявляется в тех случаях, когда отмечается трансгрессивное залегание пермской терригенной толщи на породах среднего карбона. Нередко эта граница становится весьма неопределенной, когда прослеживается непрерывный разрез терригенной толщи, начинающейся в среднем карбоне и заканчивающейся пермскими образованиями, как, например, на Западном Таймыре.

Вследствие ограниченности находок фауны расчленить среднекаменноугольные отложения на ярусы пока не представляется возможным.

В Приенисейском районе достоверные среднекаменноугольные отложения впервые выявлены Ю. Е. Погребницким в 1955 г. По его данным, в районе нижнего течения р. Убойной, на известняках нижнего карбона без какого-либо видимого несогласия лежит толща среднекаменноугольных пород. Она слагается черными рассланцованными известковистыми аргиллитами, переслаивающимися с алевролитами, песчаниками и редкими прослоями песчанистых известняков. Породы заключают многочисленные остатки гастропод и гониатитов. По определению В. Е. Руженцева, среди последних имеются *Stenopronorites uralensis* (Кагр.) и *Syngastrioceras orientale* (Jin.). Мощность среднекаменноугольных отложений не менее 150 м. С видимым согласием они перекрываются немой терригенной толщей, возраст которой остался невыясненным. По-видимому, аналогичного возраста отложения распространены и в других пунктах побережья Карского моря, где они окаймляют с юга полосу нижнекаменноугольных пород на крыле Карской антиклинали.

Следующий выход среднекаменноугольных отложений констатирован в районе верхнего течения р. Бинюда. Здесь, согласно исследованиям Е. А. Величко и Л. С. Пузанова, на нижнекаменноугольных известняках несогласно залегает 50-метровая пачка темно-серых тонкослоистых органогенных известняков, отдельные пласты которых содержат песчанистый и галечный материал. Отсюда Т. А. Добролюбовой были определены *Amygdalophylloides* aff. *ivanovi* (Dobr.), а М. Н. Шульга-Нестеренко *Fistulipora* aff. *parvinulata* Sch.-Nest.

Выше следует толща темно-серых известково-глинистых сланцев с тонкими пластами известковистых песчаников.

Общая мощность среднекаменноугольных отложений 400—450 м. На них с угловым несогласием залегает терригенная толща пермских пород. По последующим исследованиям Г. Э. Грикурова здесь имеются лишь отложения намюра, а угловое несогласие отсутствует.

Среднекаменноугольные отложения имеются также в бассейне р. Тареи. По данным Н. П. Аникеева и А. И. Гусева (1939), в районе среднего течения этой реки они представлены серыми и темно-серыми, массивными и плитчатыми известняками, перемежающимися с прослоями различно окрашенных известковистых песчаников и сланцев. В известняках встречаются стяжения темного кремня. Однако на участке среднего течения р. Корулах-Бигай песчанистые и сланцевые породы отсутствуют, и разрез среднекаменноугольных отложений образован известняками мощностью около 500 м. Отсюда О. Л. Эйномом были определены *Choristites* cf. *priscus* Eichw., *Ch.* cf. *cinctiformis* Stuck., *Ch. ustynovi* Illovasky, *Derbya regularis* Waag, *Productus uralicus* N. Tchern., *P. orientalis* Tchern. var. *pseudoamericana* Einor, *Dictyoclostus semireticulatus* (Mart.), а Б. С. Соколовым установлены *Multithecopora tenuis* Sok.

Вероятно, отложения среднего отдела каменноугольной системы присутствуют в районе верхнего течения р. Фадью-Куда. Согласно наблюдениям В. А. Черепанова за 1957 г., здесь под фаунистически охарактеризованными нижнепермскими терригенными отложениями залегает макаровская свита мощностью до 900 м, состоящая преимущественно из темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников, чередующихся с аргиллитами и маломощными прослоями известняков и песчанистых известняков. В прослое последних, расположенном на 280 м выше основания разреза, были найдены остатки коралла *Meni-*

scophyllum kansuense Gaba, которые, по заключению Г. С. Порфилева, известны из отложений московского яруса среднего карбона Подмосковского бассейна.

В долине р. Бунге к среднему карбону отнесена толща темно-серых тонкослоистых доломитизированных известняков мощностью около 400 м. Породы содержат некоторое количество глинистого иногда и песчаного материала. Из низов толщи Б. С. Соколовым были определены остатки кораллов *Multithecopora tenuis* Sok. и *Syringopora intermixta* Reed var. *arctica* Sok. Среднекаменноугольные породы залегают согласно на нижнекаменноугольных отложениях, а на них, по-видимому, несогласно лежат пермские породы. Выходы аналогичных пород установлены и в районе среднего течения р. Заячьей на северном побережье Таймырского озера.

На водоразделе рекевой системы Левой, Ленинградской, Коралловой и Северной, а также в истоках р. Ключевки среднекаменноугольные отложения представлены чистыми и доломитизированными известняками, содержащими редкие остатки брахиопод и кораллов. Мощность этих отложений не превышает 200—300 м.

В других местах восточной окраины Таймырской складчатой области — в верховьях рек Географов, Рыбной, Прончищева и Чернохребетной, — по-видимому, также имеются карбонатные породы среднего карбона, но они пока не могут быть отделены от подстилающих нижнекаменноугольных отложений из-за отсутствия находок типичной среднекаменноугольной фауны.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Достаточно достоверных данных, подтверждающих присутствие в пределах Таймырской складчатой области верхнекаменноугольных отложений, пока нет. Не исключено, что в позднекаменноугольную эпоху на Таймыре могли быть отдельные участки, где происходило накопление терригенных отложений ограниченной мощности. Отделить их от терригенных образований верхов среднего карбона и низов нижнепермских отложений пока не представляется возможным из-за отсутствия находок достоверных верхнекаменноугольных органических остатков.

Согласно данным Ю. Е. Погребницкого, на побережье Карского моря в нижнем течении р. Убойной и в среднем течении рек Заледеева и Новоморжовой наблюдается непрерывный разрез терригенной толщи от фаунистически охарактеризованных отложений среднего карбона до нижней перми включительно — макаровская свита. Установлено, что между верхним горизонтом терригенных отложений с фауной *Syngastrioceras orientale* (Jin.) и нижним горизонтом нижнепермских отложений с фауной сакмарского яруса располагается 300-метровая немая толща терригенных пород. Она сложена известковистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Ю. Е. Погребницкий считает, что в какой-то части эта терригенная толща является верхнекаменноугольной.

Согласно наблюдениям В. А. Черепанова, произведенным в 1957 г. в районе верхнего течения р. Фадью-Куда, к верхнему карбону следует относить верхнюю часть макаровской свиты, залегающей непосредственно под пермскими терригенными породами. Эта свита состоит преимущественно из алевролитов и мелкозернистых песчаников, перемежающихся с аргиллитами и прослоями известняков и песчаных известняков. Мощность макаровской свиты около 300 м. В породах, нахо-

дящихся на высоте около 280 м от основания разреза, были найдены остатки *Meniscophyllum kansuense* Grabaу, *Canocrinella* sp. и гониатита, сходного с *Preshumardites sakmarae* Ruzh., а также фораминиферы *Ammodiscus* sp. и *Lasiodiscidae*. Поскольку первая форма характерна для московского яруса среднего карбона, а остальная фауна — для отложений карбона и нижней перми, то возраст верхней части макаровской свиты устанавливается по ее стратиграфическому положению и определяется как верхнекаменноугольный.

По всей вероятности, верхнекаменноугольные терригенные отложения имеются и на Восточном Таймыре, где в 1943—1944 г. Т. П. Кочетковым в основании пермской толщи наблюдались терригенные породы, заключающие остатки спор и пыльцы верхнекаменноугольного облика.

ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНА

Каменноугольные отложения здесь обнаружены в скважинах на п-ове Нордвик, на глубинах более 1200 м. Пройденная скважинами толщина известняков общей мощностью 620 м принадлежит нижнему отделу карбона и разделяется М. К. Калинко на турнейский, визейский и предположительно намюрский ярусы.

Турнейский ярус, в основании которого находится известковый конгломерат, представлен известняками, в нижней части темно-серыми доломитизированными с *Athyris* cf. *propingua* Tolm, *Strepatorhynchus crenistria* Phill., в верхней коричневато-серыми, афанитовыми, с тонкими прослойками глинистого сланца, со *Spiriferina* cf. *octoplicata* Sow., *Sp. (Punctospirifer) partitus* Portl., *Sp. mortonanus* Mill. и др. (определения С. В. Семихатовой и Б. В. Милорадовича). По всей толще встречаются остатки фораминифер, в том числе характерные для турнейского яруса *Endothyra spinosa* Tchern., *E. convexa* Raus., *Archaeosphaera minima* Sul. (определения А. О. Липиной и Д. М. Раузер-Черноусовой). Общая мощность турнейского яруса 380 м.

К визейскому ярусу отнесены темно-серые органогенно-обломочные известняки мощностью 140 м с желваками и прослоями ангидрита, с *Brachythyris altonensis* Weller, *Productus (Gigantella) mira* Fred., *Productus (Linoproductus) continentalis* Tornq. и др. (определения С. В. Семихатовой и Б. В. Милорадовича) и микрофауной, определявшейся Д. М. Раузер-Черноусовой, *Hyperammina vulgaris* et Reitl., *Endothyra* cf. *similis* Raus., *E. ex gr. globulus* Eichw.

Предположительно намюрский возраст имеют вышележащие темно- и светло-серые мелкокристаллические известняки с прослоями аргиллитов и мергелей общей мощностью 70 м. Найденная в этих породах фауна (*Productus* ex gr. *laevigatus* White, *Spiriferina* sp. indet., *Brachythyris* sp. nov.) и микрофауна (*Hyperammina* sp. aff. *vulgaris* Raus. и др.) не противоречит намюрскому возрасту рассматриваемых пород, но и не доказывает его.

Нижнекаменноугольные отложения, по-видимому, широко распространены в Хатангской впадине, но за пределами п-ова Юрюнг-Тумус-скважинами они пока еще не достигнуты.

Предположительно каменноугольные светло- и темно-серые известняки видимой мощностью до 100 м, по описанию В. А. Виноградова и В. Н. Хорькова, слагают свод антиклинальной структуры Тулай-Киряка. Они же встречаются по линиям разломов в тектонических брекчиях на возвышенности Киряка-Тас.

На принадлежность этих пород к карбону указывает их залегание непосредственно под терригенной толщей перми.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения в Хатангской впадине не выделяются.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Северо-западная окраина

На северо-западе Сибирской платформы отложения каменноугольной системы пользуются ограниченным распространением. Наиболее древние из них охарактеризованы остатками турнейской фауны. Выше следуют немые карбонатные и терригенные образования, предположительно относимые к визейскому ярусу. Растительными остатками охарактеризованы угленосные отложения, самые нижние горизонты которых, по последним данным, относятся частью к намюрскому ярусу, частью к нерасчлененному среднему и верхнему отделам каменноугольной системы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К самым низам нижнего карбона относятся морские отложения с остатками брахиопод, кораллов, мшанок и других морских форм, развитые на нескольких участках в Норильском районе, по рекам Кулюмбэ, Брусу, Горбиячину и Курейке. Южнее последней выходы палеонтологически охарактеризованных пород морского карбона известны на р. Фатьянихе.

Впервые нижнекаменноугольные отложения были обнаружены на р. Курейке С. В. Обручевым (1922). В начале 40-х годов Г. И. Комаровым, Г. Н. Котельниковым, И. А. Коровяковым, Г. Д. Масловым и Ю. М. Шейнманном выходы пород нижнего карбона были установлены на ряде участков Норильского района. В это же время Г. Ф. Одинец выделил турнейский ярус в разрезах по рекам Горбиячину и Брусу. В последние годы много новых данных по нижнекаменноугольным отложениям Сибирской платформы получено сотрудниками НИИГА, ВСЕГЕИ и Норильской экспедиции.

Разрез каменноугольных отложений в районе г. Норильска по рекам Брусу и Курейке начинается пачкой серых слоистых, иногда комковатых известняков с мелкими и крупными выделениями серых кремней. Эти породы без следов несогласия залегают на каларгонской свите верхнего девона.

Известняки изобилуют остатками члеников криноидей, раковин нижнетурнейских брахиопод *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kоп., *Martiniopsis* cf. *baschkiricus* Fred., *Martiniopsis* cf. *helenae* Sok., *Rugosochonetes hardrensis* (Phill.), *Gurichella* cf. *upaensis* Sok. (определения Г. А. Безносовой, А. Н. Сокольской, В. С. Голубкова), кораллов и др. По данным В. С. Голубкова, в верхней части пачки исчезают мартиниопсисы и появляются колонии *Syringopora ramulosa* Goldf. Полная мощность пачки 25—35 м.

В окрестностях Норильска и у западного подножия плато Сыверма (Имангда) нижнекаменноугольные отложения подверглись сильному размыву в предтунгусское время. На этих участках отсутствуют верхние горизонты нижнего карбона и лишь кое-где сохранились нижние слои первой пачки.

Органогенные известняки перекрываются толщей, состоящей в нижней части из серых известняков и доломитов, которые выше сменяются

зеленовато-серыми и коричневатобурыми мергелями, песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками и аргиллитами. Палеонтологические остатки в породах не найдены. Мощность толщи в районе рек Курейки и Бруса 40—55 м.

Выше по разрезу залегает вторая пачка известняков с желваками кремня. В ее основании отмечены слои брекчий. В нижней части пачки, кроме криноидей, много брахиопод *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kоп., *Syringothyris* (?) sp., табулят *Syringopora* cf. *ramulosa* Goldf., *Nichelinia* sp. и др. Из верхних слоев пачки В. С. Голубковым на р. Курейке и В. И. Лебедевым по р. Брусу собраны редкие брахиоподы *Chonetes hardrensis* (Phill.) и *Punctospirifer* cf. *partitus* (Portl.). Последняя форма, по мнению В. С. Голубкова, показывает, что верхняя часть известняковой пачки относится к верхнему турне. Мощность пачки 35—40 м.

Известняки с турнейской фауной выходят также по р. Фокиной, однако для правильного сопоставления этого обнажения с Курейским и Брусским разрезами еще мало данных.

Общая мощность отложений турнейского яруса в районе рек Бруса и Курейки 120—140 м.

Вышележащие горизонты доугленосного карбона Курейского и Брусского участков объединяются геологами НИИГА и Норильской экспедиции в брусскую свиту. Разрез этой свиты начинается толщиной серых, зеленовато-серых и иногда красновато-коричневых известняков, часто содержащих существенную примесь глинистого и песчано-алевролитового материала. По р. Курейке и на горе Брус встречены прослои пестроцветных известняков с красными кремнями. Возраст пород брусской свиты выяснить не удалось из-за отсутствия в них органических остатков. Вероятно, они относятся к визейскому ярусу. Мощность толщи на Курейке 40 м, в бассейне р. Бруса, по данным В. С. Голубкова, до 100 м.

Верхняя часть брусской свиты складывается преимущественно кварцевыми песчаниками, алевролитами с известковым и глинистым цементом и в меньшей степени аргиллитами. Выявленная к настоящему времени область распространения этих пород незначительна и охватывает территорию от р. Кулюмбэ на севере до р. Курейки на юге. Характер контакта песчаников с подстилающими известняками остается неясным. Толща перекрывается угленосной песчано-глинистой катской свитой. Видимая мощность толщи в Курейском разрезе более 20 м, на р. Горбичине, по данным В. С. Голубкова, до 40 м.

Дотунгусские осадочные образования, по-видимому, каменноугольного возраста известны также по р. Фатьянихе и на водоразделе рек Бахты и Подкаменной Тунгуски. По р. Фатьянихе ниже скалы «Монахи» в нескольких обнажениях выходят зеленовато-серые песчаники с остатками плохой сохранности раковин брахиопод *Spirifer* ex gr. *striatus* Mart., *Spiriferina* sp., *Productus* sp. и пеллеципод. Видимая мощность песчаников до 30 м.

В последнее время многие исследователи (А. П. Степанов, В. Н. Драгунов и др.), исходя из общих представлений о палеогеографии карбона Сибирской платформы, пришли к выводу о нижнекаменноугольном возрасте фатьянихских песчаников.

В связи с этим следует указать, что Л. Л. Халфин и Т. Г. Сарычева считали фауну этих песчаников близкой к фауне швагеринового горизонта.

По данным геологов ВАГТа, на водоразделе рек Бахты и Подкаменной Тунгуски широко развиты белые и светло-серые кварцевые песчаники так называемой кондроминской свиты. Песчаники этой свиты с размывом залегают на различных горизонтах среднего палеозоя. Судя по некоторым наблюдениям, свита перекрывается угленосной катской свиты. Мощность кондроминской свиты непостоянна и по разным районам оценивается в пределах от 40 до 100 м. Никаких палеонтологических остатков в песчаниках не обнаружено. Вполне вероятно, что в различных районах к кондроминской свите относятся разновозрастные песчаные толщи, часть которых могут быть каменноугольными.

Особенно следует отметить стратиграфические исследования Л. В. Шорохова и более поздние В. А. Хахлова, которые позволили установить, что на Нижней Тунгуске и в Норильском районе самые нижние горизонты угленосной серии охарактеризованы растительными остатками древнего облика, среди которых имеются формы, свойственные острогской и мазуровской свитам Кузнецкого бассейна. Как известно, на всесоюзных стратиграфических совещаниях 1954 и 1956 гг. острогская свита отнесена к намюру. Однако в последнее время все большее число исследователей склонно считать верхнюю часть острогской свиты скорее среднекаменноугольного возраста.

Тунгусская серия (так до сих пор принято еще называть всю толщу угленосных пород, развитую в пределах Тунгусского угленосного бассейна) в Норильском районе залегают на самых различных горизонтах морского палеозоя, на нижнем карбоне, девоне, а местами прямо на ордовике; в бассейне рч. Фокиной она лежит на известняках нижнего визе. Угловое несогласие между угленосными породами и подстилающими их морскими образованиями отсутствует, но поверхность последних обычно неровная, имеет карманы и углубления, заполненные элювиально-делювиальными продуктами разрушения. В основании угленосной толщи почти повсеместно залегают горизонт кластических пород — маломощный пласт базального грубозернистого песчаника или конгломерата с галькой подстилающих пород.

Самая нижняя часть угленосной толщи, лучше всего изученная в процессе разведки месторождений каменного угля и доломитов близ г. Норильска (месторождения горы Шмидта и Надежда, Кайерканское, Каларгонское), является непродуктивной, т. е. не содержит скольконибудь выдержанных пластов угля. Охарактеризованная растительными остатками «острогского типа» часть угленосной толщи имеет мощность 60—130 м и сложена чередующимися пластами кварцево-аркозовых и кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов с довольно редкими и тонкими пропластками глинистых известняков; изредка отмечаются тонкие пропластки углисто-глинистого аргиллита и линзочки угля. По В. А. Хахлову, на Каларгонском месторождении эта толща включает следующие растительные остатки: *Lepidophloios laricinus* Sternb., *Lepidodendron prokopieviensis* Chachl., *Taimyrodendron primaevum* Chachl., *Sphenopteridium* sp., *Belonopteris* sp., *Angaropteridium* cf. *cardiopteroides* (Schm.), *Angaridium* sp. Растительные остатки были собраны А. Е. Тумановым и М. В. Смирновым в 5 м над пачкой мергелей с турнейской фауной и выше вплоть до 26 м над подошвой угленосной толщи.

Охарактеризованная толща непродуктивных пород выделяется В. А. Хахловым под названием свиты I тунгусской серии Норильского

района; Н. Н. Урванцев предложил для нее в 1956 г. новое название — апсеканская свита¹. Оба исследователя сопоставляют ее с верхней частью острогской свиты Кузнецкого бассейна.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

В Норильском районе апсеканская свита (намюр, или низы среднего карбона) совершенно постепенно, без всяких следов перерыва, сменяется вверх по разрезу толщей пресноводных терригенных образований (песчаниками, алевролитами и аргиллитами), венчающихся пачкой песчаников с прослоями конгломерата. Последние образованы, по данным П. И. Савенко, галькой кварца, кварцита, кварцевого порфира и микрофельзита. Здесь, среди песчаников, отмечается местами сложный пласт угля мощностью 0,7—2,0 м. В нижележащей толще имеются редкие тонкие пропластки угля.

Описанная толща мощностью 100—130 м выделяется В. А. Хахловым как свита II тунгусской серии Норильского района. Н. Н. Урванцев предложил для нее в 1956 г. новое название — руднинская свита.

Руднинская свита включает, по определению В. А. Хахлова, многочисленные растительные остатки *Sphenophyllum biloba* Chachl., *Annularia taimyrensis* Chachl., *Gondwanidium sibiricum* (Pet.) Zal., *Neuropteris dichotoma* Neub., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.), *Noeggerathiopsis theodori* Zal. et Tschirk. и др. Этим же автором определены отсюда пелециподы *Anthracomya simplex* Chachl., *Anthracomya lata* Chachl. Очевидно, большая часть руднинской свиты может параллелизоваться с катской свитой более южных районов и с нижебалахонской подсерией Кузнецкого бассейна, которая охарактеризована так называемым алыкаевским растительным комплексом и которую относят по решению стратиграфических совещаний 1954 и 1956 гг. к нерасчлененному среднему и верхнему отделам камменноугольной системы.

Следует, однако, подчеркнуть, что среди растительных остатков, изученных В. А. Хахловым (1952—1956) из верхней части руднинской свиты, имеется ряд форм, весьма близких к тем, которые известны из верхов алыкаевской подсвиты и низов промежуточной подсвиты в Кузнецком бассейне. Здесь же отмечены остатки и таких известных форм, как *Annularia* (?) *planifolia* Radcz. и *Noeggerathiopsis derzavini* Neub.

Аналоги руднинской свиты, охарактеризованные соответствующим комплексом растительных остатков (Хахлов, 1954 г.), установлены В. Н. Егоровым также по р. Горбиячину; полная мощность этой свиты здесь остается, однако, неустановленной. Известны указания на присутствие аналогов руднинской свиты и по р. Курейке, тем не менее имеющихся данных недостаточно для суждения о том, насколько полно и какая часть этой свиты здесь представлена. Некоторые геологи (В. В. Меннер и др.) выделяют эти отложения на р. Курейке под названием катской свиты и параллелизуют их с одноименными отложениями, развитыми на Нижней Тунгуске и в крайней юго-восточной части Тунгусского бассейна. Там, однако, нет полного разреза этой свиты и поэтому предпочтительнее делать сопоставление с хорошо изученным и близко расположенным разрезом руднинской свиты в Норильском районе.

¹ На юге Сибирской платформы она известна под названием тушамской свиты.

По данным Н. А. Шведова (1953), в обнажениях по р. Дьявольской (приток р. Сухой Тунгуски) А. И. Гусевым описана толща переслаивающихся белых кварцевых песчаников и черных углистых сланцев с силлами траппов общей мощностью до 500 м, содержащая следующую флору: *Gondwanidium sibiricum* (Pet.) Zal., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Noeggerathiopsis theodori* Zal. et Tschirk., *Samaropsis* aff. *artyschtensis* Zal. и др. (определения Н. А. Шведова). Эта толща хорошо сопоставляется с алыкаевской подсвитой, в которой распространены семена, близкие *Samaropsis artyschtensis* Zal., поэтому соответствие одновозрастных отложений, развитых по р. Дьявольской, с руднинской свитой Норильского района и алыкаевской подсвитой Кузнецкого бассейна устанавливается совершенно определенно.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Центральная часть и южная окраина

На обширных пространствах в центральной и южной частях Сибирской платформы выходы пород нижнекаменноугольного возраста отсутствуют. Это, однако, не значит, что в раннекаменноугольную эпоху на всей этой территории вовсе не отлагались осадки. По всей вероятности, в отдельных депрессиях, или прогибах, здесь могли сохраняться породы нижнекаменноугольного возраста, перекрытые более молодыми образованиями. Основанием к такому предположению служит распространение намюрских отложений, охарактеризованных растительными остатками (тушамская свита, по М. Ф. Нейбург) на р. Ангаре в крайней юго-восточной части Тунгусского бассейна.

Подтверждением сказанного является то обстоятельство, что в западной части Тасеевской синеклизы, в низах угленосной толщи выделены маломощные слои, которые по литологическим признакам и по растительным остаткам могут быть сопоставлены с верхами тушамской свиты, являющейся, по данным М. Ф. Нейбург (1956), аналогом острогской свиты.

Что касается отложений, которые по новым данным могут быть отнесены к нерасчлененным среднему и верхнему отделам карбона, то таковые установлены в настоящее время уже в ряде районов Сибирской платформы, главным образом на основе палеоботанических данных, так как повсеместно они тесно связаны с пермскими осадками и составляют нижнюю часть разреза тунгусской серии угленосных осадков.

Угленосные отложения каменноугольного возраста, по данным В. М. Драгунова, вскрыты в среднем течении р. Чуни, впадающей справа в р. Подкаменную Тунгуску. На нижней стрелке рек Чуня и Янгота, в частности, обнажены серые плитчатые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты. Здесь же найдены крупные обломки ржаво-желтых среднезернистых песчаников с *Angarodendron obrutschevi* Zal., встречающиеся в Кузнецком бассейне в острогской свите¹. Выше залегают желтоватые и зеленоватые весьма рыхлые и неясно слоистые песчаники и глинистые песчаники мощностью 20 м. В 12 км ниже устья р. Янгота над этими песчаниками залегают алевролиты и аргиллиты (2,5—3 м).

¹По данным А. М. Медведевой (1955), в бассейне р. Чуни известны отложения, содержащие споры и пыльцу острогского типа.

зеленовато-серые тонкослоистые, с неопределимыми растительными остатками. Затем следует прослой угля (0,06—0,1 м), перекрытый зеленоватыми и плитчатым аргиллитом (1 м); в верхней части черным и углистым (0,2 м). Разрез в видимой части заканчивается песчаниками и алевроитистыми-песчаниками желтоватыми и зеленоватыми, толстослоистыми и массивными мощностью 12 м. Последние, возможно, уже относятся к катской свите.

Катская свита известна также в районе устьев рек Паимбы и Юробы. Обнажения свиты начинаются здесь в 5 км выше устья р. Паимбы и заканчиваются в 5,5 км ниже его. Однако сколько-нибудь уверенного сопоставления слоев в этой группе обнажений дать нельзя, равно как невозможно определить мощность отложений.

По данным А. П. Степанова, Н. В. Дренова и др. (ВАГТ), и Е. С. Рассказовой (1958), катская свита вскрыта, кроме того, по правому берегу р. Муторая, в 0,5 км от ее устья. Видимая мощность свиты 70—72 м. Ее полная мощность, вероятно, достигает 100 м.

Е. С. Рассказова (1958) указывает, что катская свита развита по обеим сторонам Янготайского поднятия, по р. Чуне и представлена чередующимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углями и углистыми сланцами, относительно слабо метаморфизованными, в большинстве случаев рыхлыми и мягкими и содержащими разнообразные растительные остатки, а именно: *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh) Z al., *A. cardiopteroides* cf. *lacerata* (Z al.) Neub., *A. buconicum* Tschirk., *Angaropteridium* sp., *Angaridium finale* Neub., *Gondwanium sibiricum* (Pet.) Z al., *Neuropteris paimbaensis* Rassk., *Noeggerathiopsis Theodori* Tschirk., *N. subangusta* Z al., *N. Tschirkovae* Z al., *Tschirkoviella sibirica* Z al., *Samaropsis ungensis* Z al., *S.* cf. *aurisulata* Neub., *S.* (?) *jurabaensis* Rassk. *S.* (?) *Tasichinii* Rassk., *S.* (?) *angarica* Rassk. Все они, за исключением новых форм, характерны для алыкаевско-мазуровских горизонтов Кузнецкого бассейна.

Верхняя часть Чуньского разреза, развитая близ устья рек Паимбы и Юробы, содержит только *Gondwanium sibiricum* (Pet.) Z al., *Angaridium finale* Neub., *Noeggerathiopsis Theodori* Tschirk., *N. subangusta* Z al., *N. Tschirkovae* Z al., *Samaropsis ungensis* Z al., *S.* cf. *auriculata* Neub., большинство которых характерно для алыкаевских горизонтов Кузнецкого бассейна; кроме того, здесь встречаются виды *Neuropteris paimbaensis* Rassk., *Samaropsis* (?) *jurabaensis* Rassk., *S.* (?) *Tasichinii* Rassk. и др. Мощность катской свиты 150—160 м.

Е. С. Рассказова отмечает, кроме того, что «отложения катской свиты слагают северо-западное крыло Анакитской антиклинальной складки, залегаая на известняках, пестроцветных песчаниках и мергелях верхнего девона. Несмотря на то, что контакт между ними не обнажен, по-видимому, следует предполагать наличие стратиграфического несогласия, так как из разреза здесь выпадают отложения нижнего карбона. Отложения катской свиты представлены часто переслаивающимися между собой темно- и светло-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками, среди которых в верхней половине появляются углистые сланцы с прослоями угля». На правом берегу р. Нижней Тунгуски в 0,3 км выше устья р. Анакита, в отложениях катской свиты Е. С. Рассказовой обнаружены в большом количестве «растительные остатки, представленные видами *Angaridium* cf. *finale*, *Noeggerathiopsis Theodori*, *N. subangusta*, присущими растительному комплексу алы-

каевско-мазуровских горизонтов Кузнецкого бассейна», что «позволяет эти отложения относить к катской свите. Предположительная мощность катской свиты 50—70 м».

А. М. Медведевой (1955) на основании палинологических исследований, проведенных в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, выявлено соответствие катской свиты алыкаевско-мазуровским горизонтам и бургу克林ской свиты — промежуточному горизонту Кузбасса, по комплексам спор и пыльцы аналогичных соответствующим свитам, изученным Е. М. Андреевой на Кокуйском угольном месторождении.

На р. Тэтэрэ (правый приток р. Подкаменной Тунгуски) в катской свите Л. М. Плотниковым собраны типичные для алыкаевско-мазуровского комплекса растительные формы *Angaridium submongolicum* Neub., *Angaropteridium turganicum* Zal., *Noeggerathiopsis subangusta* Zal., *N. theodori* Zal et Tschirk. и др. (определения Н. А. Шведова).

Несколько юго-западнее, в низовьях р. Чадобца, Г. И. Кириченко обнаружил в ряде обнажений растительные остатки, изученные Н. А. Шведовым (1953). В нескольких точках был определен комплекс форм, который в Кузнецком бассейне характеризует алыкаевскую подсвиту (*Angaropteridium cardiopteroides*, *Noeggerathiopsis subangusta*, *Angaridium finale*, *Cordaicarpus ellipticus*).

Значительно полнее изучены угленосные отложения каменноугольного возраста в самой южной части Сибирской платформы. Здесь они развиты на большом протяжении: от р. Ангары на севере до г. Канска на юге и от Кокуйского каменноугольного месторождения на западе до бассейна среднего течения р. Ангары на востоке. До недавнего времени возраст этих отложений датировался то как пермский, то как нерасчлененный пермо-карбонный. Большой фактический материал, собранный в период 1947—1952 гг. геологами Красноярского геологического управления (М. И. Андреев, С. Б. Булацель, Л. И. Ван, И. П. Жуйко, И. А. Санжара, Г. Н. Трошкова) и геологами ВСЕГЕИ (Е. М. Андреева, Г. А. Иванов), позволил уточнить стратиграфию осадков и характер изменения угленосных отложений в пределах крайней юго-западной части Тунгусского бассейна.

В 1951—1954 гг. В. М. Ковбасина впервые расчленила угленосные толщи Кокуйского месторождения на четыре горизонта и сопоставила их с верхами острогской свиты, с мазуровской, алыкаевской и промежуточной подсвитами балахонской серии Кузбасса. В 1954—1955 гг. Е. М. Андреева подтвердила такое сопоставление на основе палинологических данных, уточнив положение границы между аналогами алыкаевской и промежуточной подсвит.

В 1956 г. геологами ВСЕГЕИ Н. П. Ильюхиной и И. Г. Купровым проводились специальные литолого-стратиграфические исследования в угленосных отложениях. Собранный ими материал, с учетом данных предыдущих исследователей, позволил расчленить угленосную толщу верхнего палеозоя на свиты, выделив в ее составе каменноугольные и нижнепермские образования. Каменноугольные отложения выделены Н. Г. Вербицкой, Н. П. Ильюхиной, В. М. Ковбасиной и Г. П. Радченко под названием листвяжнинской свиты, а нижнепермские — под названием рыжковской свиты. Наряду со средне- и верхнекаменноугольными отложениями здесь в последнее время встречены и нижнекаменноугольные, принадлежащие тушамской свите, впервые указанной М. Ф. Нейбург в среднем течении р. Ангары.

Листвяжнинская и рыжковская свиты имеют точные границы и объемы, полную палеоботаническую характеристику и могут быть сопоставлены с соответствующими стратиграфическими подразделениями Кузнецкого бассейна.

Наиболее полно разрез отложений листвяжнинской свиты представлен на Кокуйском месторождении, где эти отложения залегают непосредственно на нижнекембрийских породах без углового несогласия. В основании разреза местами лежит мелкогалечный базальный конгломерат мощностью до 5 м. Мощность свиты 340—520 м. К югу от Кокуйского месторождения отложения листвяжнинской свиты наблюдались в нижнем течении р. Усолки и ее притока р. Муры, а также в долине р. Кана у с. Новосмоленки. В районе нижнего течения р. Усолки отложения свиты залегают с угловым несогласием на породах верхнего кембрия и без углового несогласия на девонских. Разрез начинается, по данным Е. П. Сингаевского, кремнисто-халцедоновым конгломератом. Мощность отложений листвяжнинской свиты здесь 220—250 м.

К востоку от Кокуйского месторождения имеется большое поле развития каменноугольных отложений, местами перекрытых пермскими и юрскими образованиями. Выходы пород листвяжнинской свиты наблюдаются здесь по р. Ангаре в нескольких пунктах: ниже с. Недокура, где они совершенно согласно перекрываются нижнепермскими осадками, а также на участке от устья р. Зелингды до устья р. Илима. Мощность этих отложений 240—260 м.

Анализ особенностей пород, слагающих угленосную толщу, а также их палеоботаническая характеристика, позволили выделить на Кокуйском месторождении в составе листвяжнинской свиты две подсвиты: нижнелиствяжнинскую и верхнелиствяжнинскую.

Нижнелиствяжнинская подсвита сложена главным образом тонкозернистыми породами — аргиллитами и алевролитами. Песчаники занимают подчиненное значение. Очень незначительно развиты конгломераты. Подсвита включает девять пластов угля рабочей мощности. Мощность подсвиты на юго-западе 230—350 м. На востоке она уменьшается до 100—150 м. В алевролитах и аргиллитах встречаются растительные остатки, растительный детрит, обломки и цельные раковины пелеципод. Распространение органических остатков свидетельствует о слабой динамике среды, в которой протекало отложение осадков, а хорошая их сохранность свидетельствует о недалеком переносе от мест обитания. В составе подсвиты незначительную роль играют конгломераты, формирование которых происходило в периоды внутриформационных размывов. Это подтверждается присутствием в конгломерате наряду с кварцем, кварцитом и кремнями обломков подстилающих пород угленосной толщи — аргиллитов, углистых аргиллитов и обломков угля.

Нижняя часть подсвиты мощностью 42,5 м (верхняя граница — кровля угольного пласта № 1) охарактеризована следующим комплексом растительных остатков: *Caenodendron sibiricum* (Ковб.) Radcz., *Protopinakodendron angaricum* (Ковб.) Radcz., *Angaropteridium abaeicum* Zal., *Angarocarpus ovoides* Ковб. Этот комплекс является руководящим для самой нижней части разреза. В Минусинском бассейне комплекс названных форм характеризует верхнесарский горизонт. По последним данным Е. М. Андреевой и Г. П. Радченко (1956), верх-

несарский горизонт сопоставляется с верхами острогской свиты и нижней частью мазуровской подсвиты в Кузнецком бассейне, а следовательно, условно имеет средне- и верхнекаменноугольный возраст.

В этих же отложениях Е. М. Андреевой (1953) был установлен споровый комплекс, характеризующийся высоким содержанием *Zonotriletes psilopterus* Lub., незначительным количеством грубобугорчатой формы *Azonotriletes trichacanthus* Lub. и кордантовыми спорами *Zonaletes rotatus* Lub.; кроме спор, встречаются обрывки водорослей *Pastillulus cellulosus*.

Верхняя часть нижнелиствяжнинской подсвиты сопоставляется с сосновоозерским флоростратиграфическим горизонтом Минусинского бассейна или верхней частью мазуровской и низами алыкаевской подсвиты Кузнецкого бассейна. Верхняя граница подсвиты проводится по кровле пласта № 8. В этой части разреза наряду с *Caenodendron sibiricum* (Kovb.) Radcz., *Paracalamites askyzensis* Kovb., *Angaropteridium abaeianum* Zal. широко распространены *Koretrophyllites speranski* (Chachl.) Radcz., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Angaropteridium kalbicum* Tschirk., *Noeggerathiopsis tomiensis* Radcz. и *Samaropsis minuta* Radcz.

В средних и верхних горизонтах подсвиты, по данным Е. М. Андреевой (1953), в споровых комплексах преобладает грубобугорчатая спора *Azonotriletes trichacanthus* Lub.; в большом количестве содержатся *Zonaletes rotatus* Lub., *Zonaletes rugulifer* и *Zonotriletes psilopterus* Lub.; постоянно присутствуют гладкие формы *Azonaletes microrugosus* Waltz., *Azonotriletes nigritelus* Lub.

Главная роль в разрезе верхнелиствяжнинской подсвиты принадлежит песчанкам. Алевролиты и аргиллиты здесь имеют второстепенное значение. Подсвита заключает шесть пластов угля мощностью от 3 до 6 м, причем мощность их увеличивается вверх по разрезу. Мощность подсвиты 130—170 м.

В верхнелиствяжнинской подсвите распространены следующие растительные формы: *Noeggerathiopsis intermedia* Radcz., *Noeggerathiopsis* aff. *deržavini* Neub., *Angaropteridium teleulicum* Radcz., *Angaropteridium reniformis* Kovb., *Neuropteris pulchra* Neub., *Noeggerathiopsis tomiensis* Radcz., *Noeggerathiopsis theodori* Zal. et Tschirk., *Samaropsis minuta* Radcz. Подобный комплекс растений в Кузнецком бассейне характеризует алыкаевскую подсвиту, которую относят к верхнему карбону.

В осадках этой подсвиты Е. М. Андреевой выявлено два типа споровых комплексов. В споровом комплексе нижнего горизонта подсвиты преобладает кольцевая форма *Zonaletes rotatus* Lub., а также *Azonotriletes trichacanthus* Lub. и *Zonotriletes psilopterus* Lub. Впервые появляются бугорчатые и шиповатые споры *Zonotriletes graniferus* Lub., *Azonotriletes microgranifer* (Ibr.) Lub., *Azonotriletes echinatus* Andr., *Azonotriletes leviculus* Andr., *Azonotriletes consitus* Andr. и кольцевая форма *Zonaletes rugulifer* Lub.

В верхних горизонтах подсвиты комплекс спор отличается разнообразным видовым составом, что является его руководящим признаком. Обязательно присутствие *Zonotriletes psilopterus* Lub. и кольцевой формы *Zonaletes rotatus*; развиты гладкие формы *Azonaletes similis* Lub., *Azonotriletes microrugosus* Waltz., *Azonotriletes nigritelus* Lub., *Azonotriletes acclinatus* Andr., *Azonotriletes intercinctus*;

встречаются тонкобугорчатые споры *Azonotriteles clivus* Andr. и *Azonaletes constrictus*.

При прослеживании угленосных отложений с севера на юг (от Кокуйского месторождения до г. Канска) и с запада на восток, путем детального сравнения разрезов удалось установить, что мощность угленосной толщи закономерно уменьшается в тех же направлениях в несколько раз. В районе Кокуйского месторождения мощность каменноугольных отложений наибольшая — 340—520 м; в районе нижнего течения р. Усолки она уменьшается до 220—250 м, а в долине р. Кана составляет всего 25—40 м (здесь она, возможно, несколько неполная). На востоке, в бассейне среднего течения р. Ангары, мощность каменноугольных отложений уменьшается до 250 м. В направлении к югу и на восток от Кокуйского месторождения резко уменьшается также и общая рабочая угленосность — в основном за счет уменьшения мощности отдельных угольных пластов.

РЫБИНСКАЯ ВПАДИНА

Палеонтологически охарактеризованные отложения каменноугольного возраста выявлены в Рыбинской впадине пока лишь в двух районах: на юго-западной окраине Балайской угленосной мульды и по рч. Батюшке близ с. Вознесенского на правом берегу Енисея (район г. Красноярска), т. е. в северных предгорьях Восточного Саяна. В обоих случаях поле развития каменноугольных отложений ограничено очень небольшими размерами и сами отложения в результате доюрской денудации имеют небольшую мощность. Как в одном, так и в другом районе они имеют нижнекаменноугольный возраст.

На юго-западной окраине Балайской мульды эти отложения вскрыты канавами к северо-востоку от д. Нойской. По данным И. П. Жуйко и В. М. Ковбасиной, в нижней части наблюдаемого здесь разреза преобладают ярко-серые и желтовато-серые мелкозернистые, нередко обызвествленные и окварцованные песчаники и плитчатые алевролиты. Некоторые песчаники относятся к типу сливных. Найденные в них растительные остатки *Lepidodendropsis scobiniiformis* (Meek.) Read., *Tomiodendron primaevum* Radcz., *Minusopteris* sp. nov. и др. (по определению Г. П. Радченко) указывают на турнейский возраст вмещающих пород. В Минусинских впадинах перечисленные формы повсеместно характерны для быстринской и алтайской свит, имеющих турнейский возраст. Совместно с растениями найдены остатки крупных эстерий. Несомненно, в разрезе близ д. Нойской имеются аналоги и более высоких свит Минусинского разреза, в частности надалтайской, так как в верхней части вскрывающейся здесь маломощной толщи развиты зеленые и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые песчаники с растительными остатками, характерными уже для самохвальской свиты минусинского карбона. Из сборов Э. Н. Янова Г. П. Радченко определены *Tomiodendron* cf. *primaevum* Radcz., *Protopinakodendron elongatum* (Chachl.) Radcz., *Knorria* typ. *acutifolia* Weiss.

Основываясь на приведенных данных, можно считать, что в разрезе у д. Нойской представлены аналоги алтайской, надалтайской и частично самохвальской свит Минусинских впадин, почему возраст нойской толщи определяется как среднее турне — нижнее визе. Общая

мощность нижнекаменноугольных отложений близ д. Нойской, очевидно, достигает 100 м¹.

В районе г. Красноярска нижнекаменноугольные отложения выходят на поверхность по правому берегу рч. Батюшки выше с. Вознесенского. Они залегают непосредственно на породах франского возраста и представлены светлыми буровато-серыми и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, заключающими прослойки аргиллитов с тонкими линзами углистых сланцев и линзочками угля (2—3 мм). Общая мощность этой толщи остается неизвестной; по-видимому, она не превышает 50 м.

Среди найденных здесь растительных остатков Г. П. Радченко и В. А. Хахловым определены следующие формы: *Zallesskyodendron sibiricum* (Chachl.) Radcz., *Protasolenus rhomboicum* (Chachl.) Radcz., *Ptychodendron batojensis* Chachl., *Eremiodendron articulatum* Chachl., *Abacodendron* cf. *minutum* Radcz., *Protopinakodendron asiaticum* (Chachl.) Radcz. Данный комплекс форм, по новым данным Г. П. Радченко (1956), является типичным для верхней части самохвальской, всей кривинской и всей чейской свит Минусинской котловины. Комплекс названных свит имеет, по-видимому, возраст несколько более молодой по сравнению с возрастом нойской толщи.

МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ

Каменноугольные отложения общей мощностью 2750 м распространены достаточно широко на территории Минусинского прогиба. Нижняя, меньшая часть (1000—1250 м) этой толщи представляет собой еди-

¹ В связи с приведенными выше данными о распространении нижнекаменноугольных отложений в Рыбинской впадине, по-новому следует рассматривать стратиграфическое положение ловатской и вышележащей красногорьевской свит, до последнего времени считавшихся верхнедевонскими. Известные в ловатской свите органические остатки *Lepidodendron veltheimii* и *Bothrodendron* (определения А. П. Криштофовича), *Hellenia* sp. и *Knorria* (определения Е. Ф. Чирковой-Залесской), отмеченные в прошлом близ д. Нойской, в настоящее время изучены Г. П. Радченко, уточнившим возрастное положение флоры. Вследствие этого нижнекаменноугольный возраст ловатской свиты представляется достаточно определенно установленным. Эта свита сложена светло-серыми, иногда коричневатыми неслоистыми известняками с включениями красного и серого халцедона, переслаивающихся с зеленовато-серыми, бурыми и красными алевролитами и песчаниками. Мощность ловатской свиты в бассейне рек Кана и Агула около 80—100 м, а в Рыбинской опорной скважине 50 м. На подстилающих породах она залегают, в общем, согласно, но в районе г. Красноярска, судя по приведенным выше данным Г. П. Радченко, отделена от последних перерывом, вследствие чего здесь наблюдается налегание нижнекаменноугольных отложений на породы франского яруса.

Расположенные стратиграфически выше ловатской свиты породы красногорьевской свиты выделены Н. Н. Глазуновой и В. П. Перфильевой (1955 г.) по данным бурения. Красногорьевская свита залегают непосредственно под юрскими отложениями, согласно с подстилающими породами. Представлена свита серо-зелеными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Максимальная мощность свиты в опорной скважине составляет 226 м. Как указывают Н. И. Глазунова и В. П. Перфильева, в этой скважине в породах красногорьевской свиты найдены чешуи ганоидных рыб *Palaeoniscidae* (Д. В. Обручев) и растительные остатки, в частности *Dicranophylon* sp. (Е. Ф. Чиркова-Залесская). С. Н. Наумовой, по указаниям тех же исследователей, в красногорьевской свите определены разнообразные споры, среди которых господствуют *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *Lophotriletes curvatum* Naum., *L. selebrosus* Naum., С. Н. Наумова указывает, что такие споры известны в лебедянских слоях фаменского яруса Центрального девонского поля Русской платформы, но поскольку определено стратиграфическое положение красногорьевской свиты выше слоев с лепидодендровой флорой, предположения о верхнедевонском возрасте красногорьевской свиты должны быть оставлены. *Прим. ред.*

ный комплекс преимущественно лагунных и пресноводных осадков, в самой нижней части которого отмечаются еще отложения морских фаций, а в верхней постепенно усиливается значение континентальных фаций и отмечается переход к вышележащему комплексу, представленному угленосными породами.

Нижний комплекс, давно известный под названием минусинской свиты, в последние годы расчленяется на ряд самостоятельных свит. Поэтому Г. П. Радченко (1956) предложил называть его минусинской серией. Вышележащую угленосную толщу он выделяет в особую серию — приенисейско-абаканскую.

Минусинская серия повсеместно в Минусинских впадинах начинается с одних и тех же горизонтов, которые совершенно согласно залегают на преимущественно красноцветных породах тубинской свиты, относящейся к фаменскому ярусу верхнего девона. Хотя в большинстве районов контакт тубинской свиты и минусинской серии достаточно четкий и кое-где несет следы узко локальных размывов, нет никаких сколько-нибудь серьезных данных, чтобы предполагать существование значительного перерыва между временем отложения осадков тубинской свиты и минусинской серии. Совершенно постепенно минусинская серия сменяется приенисейско-абаканской (угленосной) серией. Таким образом, в Минусинской котловине имеется редкий по своему значению для познания истории развития древней растительности непрерывный разрез, охватывающий значительную часть девонской, всю камменноугольную и нижнюю часть пермской системы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Согласно новым представлениям к нижнему отделу камменноугольной системы на территории Минусинской котловины относится вся минусинская серия и нижняя часть приенисейско-абаканской (угленосной) серии.

Отложения **минусинской серии**, до 1952 г. называвшейся минусинской свитой, геологами Геолкома относились к нижнему карбону. Впервые подразделение этой свиты на две почти равные по мощности толщи, или подсвиты, предложил Г. А. Иванов (1929), основываясь на литологических особенностях пород.

Первое дробное подразделение минусинской свиты по наблюдающемуся в ее разрезах закономерному чередованию различно окрашенных толщ было разработано О. В. и А. В. Тыжновыми (1944). Эти исследователи предложили разделить свиту на одиннадцать толщ, не считая возможным придавать каждой из них значение самостоятельных свит.

Н. А. Беляков и В. С. Мелешенко в 1951 г. объединили три нижние толщи, выделенные Тыжновыми в одну быстрианскую свиту, в разных горизонтах которой были обнаружены многочисленные растительные остатки, изученные А. Н. Криштофовичем. Последний пришел к заключению о принадлежности быстрианской свиты к фаменскому ярусу, вследствие чего Н. А. Беляков и В. С. Мелешенко отделили эту свиту от остальной части минусинской свиты.

В 1952—1953 гг. М. И. Грайзер и М. А. Дрознес впервые обнаружили в Северо-Минусинской впадине остатки брахиопод в быстрианской свите и произвели дополнительные сборы остатков рыб в ряде пунктов ее распространения. По заключению Д. В. Обручева и А. Н. Сокольской

(М. И. Грайзер, Д. В. Обручев и А. Н. Сокольская, 1954), найденные остатки свидетельствуют о несомненно нижнекаменноугольном возрасте быстрианской свиты. К такому же выводу пришел в 1955 г. и Г. П. Радченко (1956) на основании изучения весьма многочисленных растительных остатков из этой свиты, в том числе и тех, которые изучались ранее А. Н. Криштофовичем. Основываясь на всех этих новых данных, Всесоюзным стратиграфическим совещанием в 1956 г. был принят нижнекаменноугольный возраст быстрианской свиты.

В 1955 г. М. И. Грайзер (1956) предпринял ревизию схемы, разработанной Тыжновыми, предложив свой вариант подразделения минусинской свиты, но уже не на толщи, а на свиты. Новая схема стратиграфического подразделения минусинской серии была принята Всесоюзным стратиграфическим совещанием в 1956 г. в следующем виде (снизу вверх): быстрианская, алтайская, надалтайская свиты (перерыв в осадконакоплении), самохвальская, кривинская, комарковская, согринская, байновская, подсиньская свиты (перерыв в осадконакоплении), угленосная толща.

Работы последних лет, выполненные геологами ВАГТа, показали, однако, что в схему М. И. Грайзера необходимо внести существенные поправки, восстанавливающие некоторые положения, ранее установленные схемой Тыжновых.

Залегающая в основании минусинской серии быстрианская свита сложена серыми, обычно с желтоватым оттенком, а иногда почти белыми нормальными песчаниками, мергелями, туфами, туффитами, доломитами и известняками. Для свиты характерно большое количество пирокластических образований, отсутствующих в верхнем девоне. Верхняя граница свиты проводится в том месте, где в разрезах появляются первые пласты лиловатых и коричнево-красных туфопесчаников и туффитов, характерных для вышележащей алтайской свиты. Обычно эта граница не столь резкая, как нижняя, а иногда и в достаточной мере условная, как, например, в Назаровской впадине, где алтайская свита сложена преимущественно сероцветными породами.

В отмеченных границах мощность быстрианской свиты сильно меняется на территории Минусинской котловины — от нескольких метров (по данным М. И. Грайзера) на юго-западе Южно-Минусинской впадины до 235 м на ее востоке. В среднем мощность свиты 120—160 м.

М. И. Грайзер (А. Р. Ананьев и М. И. Грайзер, 1957) на основе детального изучения ряда разрезов быстрианской свиты предлагает подразделять ее на три пачки (снизу вверх):

- | | |
|---|---------|
| 1) доломито-известняковую | до 27 м |
| 2) пачку тонкослоистых туфов и туффитов | 25 „ |
| 3) песчаниково-туфогенную пачку | 220 „ |

Первая пачка очень изменчива по литологическому строению; в Сыдо-Ербинской и в центре и на востоке Северо-Минусинской впадин она сложена, по М. И. Грайзеру, в основном доломитами, в Южно-Минусинской — известняками и песчаниками, на крайнем юго-западе Северо-Минусинской впадины — в основном известняками, а на западе той же впадины — преимущественно разномерными песчаниками.

Вторая пачка обычно представлена, как указывает М. И. Грайзер, серыми и темно-серыми кремневыми туфами и туффитами, которые в выветрелом состоянии светлеют и становятся тонкоплитчатыми. В цен-

тре Южно-Минусинской впадины породы сильно обогащены кальцитом и обломочным материалом.

Последняя, верхняя, пачка сложена серыми, желтовато-серыми и реже зеленовато-серыми кремневыми, альбитизированными и окварцованными туфами, туффитами и полимиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями плотных фарфоровидных мергелей и известняков почти белого цвета. Роль песчаников заметно увеличивается в Южно-Минусинской впадине в западном направлении, тогда как в восточной ее части, по данным М. И. Грайзера, развиты преимущественно туфогенные образования. В восточной части Северо-Минусинской впадины, по данным М. И. Грайзера и Е. А. Шнейдера, также преобладают туфогенные породы.

Для пачки тонкослоистых туфов и туффитов характерно содержание большого количества остатков рыб, среди которых Д. В. Обручев определил *Acanthodes lopatini* Roh., *Girolepidotus schmidti* Roh., *Ganolepis gracilis* Woodw., редкие *Strepsodus siberiacus* Chaбakov. (так называемый изыкчильский рыбный горизонт).

В самых низах верхней пачки, на реках Каляжихе и Мокруше (восточная часть Северо-Минусинской котловины) найдены остатки брахиопод *Schelwinella sibirica* Sok. (по определению А. Н. Сокольской) и морских пелеципод *Amnigenia catskillensis* Van. (по определению Б. В. Наливкина). В различных частях верхней пачки (игрышинский рыбный горизонт) в ряде пунктов собраны остатки рыб *Strepsodus siberiacus* Chaб., *Rhizodopsis savenkovi* Обг., *Ganolepis gracilis* Wood. (рис 34) *Platysomus* sp. и др. (определения Д. В. Обручева), а также филлопод *Asmusiella sibirica* Nov., *Leptodesma acriformis* Nov. (определения Н. И. Новожилова).

По заключению Д. В. Обручева и А. Н. Сокольской, остатки брахиопод и рыб указывают на нижнекаменноугольный возраст заключающих их отложений, тогда как найденные пелециподы, по указанию Б. В. Наливкина, характерны для лагунных осадков самых верхов дельты. Таким образом, по крайней мере, для нижней половины быстрянской свиты характерен смешанный девонско-каменноугольный состав фауны.

Не менее характерен и состав растительного комплекса, известный в настоящее время из различных горизонтов быстрянской свиты. Растительные остатки, по данным Г. П. Радченко (1956) и Е. А. Шнейдера (1957 г.), встречаются во всех трех пачках этой свиты. Г. П. Радченко установил, что в пределах большей, нижней ее части встречаются характерные верхнедевонские формы, в частности *Lepidodendropsis theodori* (Zal.) Jongm., *Cyclostigma magnum* Radcz., *C. aff. kiltorkense* Haught., *Asterocalamitopsis subtenerrimum* (Nath.), *Pseudobornia cf. ursina* Nath., *Sphenopteris* (?) *keilhau* Nath., *Archaeopteris sf. roemeriana* (Goerp) Lesq. Вместе с тем здесь присутствует большое число видов, которые известны из нижнекаменноугольных от-



Рис. 34. Отпечаток *Ganolepis gracilis* Wood. из рыбного горизонта быстрянской свиты. Правый берег р. Енисей близ д. Кома. $\frac{2}{3}$ nat. вел.
Фото Е. А. Шнейдера

ложений Западной Европы и Северной Америки, а также широко распространены в вышележащих свитах минусинской серии. К таким видам, по определению Г. П. Радченко и частично А. Р. Ананьева (1954, 1956), относятся *Lepidodendron scobiniiformis* (Meek) Read., *L. lutzi* Radcz., *L. igrischensis* (Ananiev), *Rhodea alleghanensis* Read., *Aneimites acadica* Daws., *Minussopteris tricanliaceae* Radcz. и др. Из этих данных видно, что быстрянский флористический комплекс является смешанным девонско-каменноугольным при заметном преобладании в нем молодых элементов и, несомненно, соответствует самому первому этапу развития раннекаменноугольных флор в Сибири.

Итак, все палеонтологические данные согласно указывают на нижнетурнейский возраст, по крайней мере, верхней части быстрянской свиты. В этой верхней части быстрянской свиты состав растительного комплекса изменяется; исчезают последние девонские формы и появляются новые.

Алтайская свита сложена преимущественно лиловато-красными и коричневато-красными, иногда желтыми и серыми туфогенными породами и туфами, реже нормальными песчаниками полимиктового состава. Известняк образуют крайне редкие и тонкие прослои. Верхняя граница свиты проводится в одних разрезах по подошве массивных серых известняков с прожилками красного халцедона, в других — по подошве зеленоватых гравелитов надалтайской свиты.

В юго-западной части Назаровской впадины алтае-саянская свита сложена сероцветными породами, но также не содержит прослоев известняков. Туфогенные образования развиты преимущественно в восточных районах котловины; в западных районах преобладают песчаники.

Мощность алтайской свиты изменяется, по М. И. Грайзеру, от 60 м в западной части Южно-Минусинской впадины до 180 м в восточной ее части и от 85 м в восточной части Северо-Минусинской впадины до 200 м в западной ее части. В среднем мощность свиты 120 м.

Из органических остатков в алтайской свите изредка встречаются только остатки растений, впрочем, обычно хорошей сохранности. Среди определенных из этой свиты Г. П. Радченко форм почти все относятся к тем, которые встречаются в самой верхней части быстрянской свиты и широко распространены в вышележащей — надалтайской свите. Наиболее характерными для указанной части минусинской серии являются следующие виды: *Lepidodendropsis scobiniiformis* (Meek) Read., *L. litzi* Radcz., *L. sigillarioides* Jongm., Goth. et Darr., *L. aff. cyclostigmatoides* Jongm., Goth. et Darr., *Cyclostigma asiatica* Radcz., *Protasolenus torenticum* (Chachl.) Radcz., *Tomiodendron primaevum* Radcz. и *Rhodea sparso-squarrosa* Goth.

Общность флористических комплексов алтайской и надалтайской свит (как и верхов быстрянской свиты) дала возможность Г. П. Радченко объединить названные свиты в один фитостратиграфический горизонт, названный им нойским.

Надалтайская свита представлена в основном серыми, зеленовато-серыми и желтыми, редко коричневато-серыми окремнелыми, альбитизированными и окварцованными туфами, туффитами, песчаниками и алевролитами. В основании ее часто залегают известняки с красным халцедоном или песчаники с гравелитовыми прослоями. В свите довольно много прослоев окремненного известняка.

Верхняя граница свиты иногда малоотчетливая. Чаще всего она выражена быстрой сменой известняков, алевролитов или песчаников надалтайской свиты, грубозернистыми песчаниками, гравелитами или конгломератами низов самохвальской свиты. Конгломераты и гравелиты эти представляют собой более или менее протяженные линзы, что можно наблюдать в ряде обнажений. Они являются типичными внутриформационными образованиями, не свидетельствуя о сколько-нибудь значительном перерыве в накоплении осадков.

Мощность надалтайской свиты также непостоянная. Она изменяется от 20—60 м в центральной и западной частях Южно-Минусинской впадины до 115 м в восточной части Северо-Минусинской впадины и до 140—190 м в северо-восточной части Южно-Минусинской впадины. Средняя мощность свиты 80—100 м.

В известняках на северо-восточной окраине Северо-Минусинской впадины М. И. Грайзером и М. А. Дрознесом найдены остатки морской фауны. А. Н. Сокольской в этих отложениях была определена брахиопода *Schelwenella* sp., сходная с *S. sibirica* Sok. из низов быстринской свиты, а А. В. Назаровой — несколько видов остракод *Tulenia* sp., *Tulenia* (?) *minussinskiensis* Tschig., *Carbonita* sp. *Lichwininae* sp. и др. Весь облик этой фауны, как и ее родовой состав, является характерным для турнейского яруса Русской платформы.

В Южно-Минусинской впадине у деревень Нижней Кой и Каменки и Сыдо-Ербинской впадине найдены чешуи рыб *Strepsodus siberiacus* Chab.

Таким образом, фауна брахиопод и рыб, найденная в надалтайской свите, является общей с той, которая характеризует быстринскую свиту. Это позволяет относить первую также к турнейскому ярусу. Выше следуют нижневизейские отложения самохвальской свиты.

Растительные остатки в надалтайской свите местами очень обильны. Как уже указывалось выше, они представлены формами, общими с алтайской и верхами быстринской свиты. Выше надалтайской свиты остатки животных не были найдены. Зато растительные остатки встречаются во многих горизонтах ряда свит.

Самохвальская свита представлена довольно однообразными породами (хлоритизированными и окремнелыми туфами, туффитами и полимиктовыми песчаниками), окрашенными преимущественно в зеленый цвет, а в нижних горизонтах свиты — часто в желтый и зеленовато-желтый. Конгломераты, залегающие среди песчаников в основании свиты, имеют форму линз, невыдержанных по простираению. Во многих разрезах они вовсе отсутствуют. Прослой известняков в самохвальской свите очень редки. Верхняя граница свиты нечеткая и определяется по появлению в разрезе первых пластов красноцветных туфов и туффитов, характерных для вышележащей кривинской свиты.

Мощность свиты весьма изменчива даже на близких расстояниях; она колеблется в пределах от 40 до 230 м. В нижней части самохвальской свиты, по данным Г. П. Радченко и Е. А. Шнейдера, во многих районах прослеживается пачка желтых, зеленых и розоватых песчаников, заключающих в изобилии остатки (каменные ядра и отпечатки) стволов плауновидных древовидных растений. Остатки растений встречаются еще и в ряде слоев самохвальской свиты, в том числе и в самой верхней ее части.

По исследованиям Г. П. Радченко для самохвальского флористического комплекса особенно характерны следующие формы: *Lepidoden-*

dropsis varum Radcz., *Zalesskyodendron alternans* (Schm.) Radcz., *Hartungia minussinskiensis* Radcz., *Protopinakodendron asiaticum* (Chachl.) Radcz., *Protosolenus distans* (Chachl.) Radcz., *Neodendron originalis* Chachl., *Lepidodendron* aff. *spetsberbergense* Nath.; *Arctodendron kidstoni* Nath., *Sphenopteris norosana* Tschirk. Некоторые из перечисленных форм были обнаружены в прослоях туфогенных зеленых пород в подъяковском горизонте Кузнецкого бассейна, хорошо охарактеризованном морской фауной. Это позволяет относить самохвальскую свиту, по аналогии с подъяковским горизонтом, к низам визейского яруса.

В самых верхах самохвальской свиты комплекс растительных остатков обогащается новыми формами *Lepidodropsis concinum* Radcz., *Abacodendron minutum* Radcz., *Zalesskyodendron sibiricum* (Schm.) Radcz., *Angarodendron tetragonum* (Chachl.) Radcz., *Protosolenus rhomboicum* (Chachl.) Radcz., *Ursodendron meleschtschenkoi* Radcz., *Angaropteridium praecocis* Radcz. и др. (определения Г. П. Радченко).

Все эти формы прослеживаются и выше по разрезу — в кривинской и чейской свитах, что заставляет объединять эту часть разреза минусинской свиты в один фитостратиграфический горизонт, для которого Г. П. Радченко предложил название *паспакчинского горизонта*. В последние годы он обнаружил многие из характерных паспакчинских видов растений в различных слоях верхотомского горизонта Кузнецкого бассейна. Последний, как известно, по фауне брахиопод относится к визе.

Кривинская свита сложена в основном красно-коричневыми сильно ожелезненными туфами и туффитами с подчиненными прослоями известняков и песчаников, обычно содержащими примесь туфогенного материала. Верхняя граница свиты достаточно четкая, характеризуется налеганием на красные породы кривинской свиты ярко-зеленых косослоистых песчаников или гравелитов и конгломератов чейской свиты.

Мощность кривинской свиты изменяется от 80 м на западе Южно-Минусинской и на востоке Северо-Минусинской впадин до 300 м в центральной части Южно-Минусинской впадины. Изредка встречающиеся в свите растительные остатки представлены теми же формами, какие известны в верхней части самохвальской свиты.

Вышележащая чейская свита сложена весьма характерными ярко-зелеными, реже коричневатыми песчаниками, алевролитами, туффитами и туфами, в большинстве плитчатыми и слоистыми. Среди этих пород часто встречаются весьма своеобразные лиловато-серые и коричневатато-серые окремненные известняки с прожилками красного и темно-серого халцедона. В большинстве районов в основании свиты залегают крупногалечные конгломераты, сменяющиеся выше косослоистыми песчаниками. Реже свита начинается известняками с красным халцедоном. Верхняя граница чейской свиты устанавливается по смене ярко-зеленых песчаников или алевролитов серыми, коричневыми или вишневыми аргиллитами или беловато-серыми известняками комарковской свиты. Мощность свиты изменяется от 50 до 200 м.

До недавнего времени принято было считать, что в Северо-Минусинской впадине отложения чейской и других вышележащих свит полностью отсутствуют. Исследования Е. А. Шнейдера показали, однако, что минусинская серия представлена в Северо-Минусинской впадине

полностью. Отложения, соответствующие чейской свите, выделены Е. А. Шнейдером под названием бережковской свиты. Ее мощность здесь составляет 90—100 м.

Как в Южно-Минусинской, так и в Северо-Минусинской впадине недавно найдены обильные растительные остатки, среди которых оказались (по определению Г. П. Радченко) формы, свойственные верхам самохвальской свиты.

Комарковская свита характеризуется ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, туфов, туффитов и глинистых известняков, реже конгломератов и аргиллитов. Окраска пород пестрая, но преобладают цвета: шоколадный, коричнево-красный, вишневый, лиловый, фиолетовый; более редки зеленый и светло-серый до белого. Растительных остатков эта свита не содержит.

Верхний и нижний контакты комарковской свиты постепенные, поэтому обе границы ее проводятся в достаточной мере условно. Мощность свиты у с. Аскиз 280 м, на горе Изых 50 м, на о-ве Тагарском 120 м, у с. Комарково более 200 м. Е. А. Шнейдер установил присутствие этой свиты в восточной части Северо-Минусинской впадины, выделив ее здесь под названием боркинской свиты мощностью 73 м.

По всей вероятности, комарковская свита должна уже относиться к среднему визе.

Налегающая на нее тагарская свита сложена в нижней части однообразными желто-серыми, буровато- и серо-зелеными, часто окременными и хлоритизированными туфами, туфо-песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями известняков, которые концентрируются обычно близ основания свиты. Туфогенные образования имеют подчиненное значение. В Северо-Минусинской впадине, по данным Е. А. Шнейдера, на контакте с комарковской свитой имеются местные перерывы.

Верхняя часть свиты представлена зеленовато-серыми и зелеными песчаниками с редкими прослоями туфогенных пород. Местами встречаются конгломераты и тонкие прослои глинистых известняков.

Аналоги этой свиты описаны в восточной части Северо-Минусинской впадины Е. А. Шнейдером под названием ижульской свиты. Мощность ее там около 120 м. В Южно-Минусинской впадине мощность тагарской свиты составляет 250 м на горе Изых и 370 м на о-ве Тагарском.

В нижней и средней частях тагарской свиты в Южно-Минусинской и Северо-Минусинской впадинах недавно обнаружены растительные остатки, среди которых Г. П. Радченко определены *Abacodendron minutum* Radcz., *Angarodendron tetragonum* (Chachl.), *Lepidodendron* cf. *spetsbergense* Nath., *Abacodendron lutugini* Radcz., *Tomiodendron* cf. *kemerovensis* (Chachl.), *Protopinakodendron sarskiense* Radcz., *Angaropteridium praecocis* Radcz., *A. abaeum* Zal., *Angarocarpus ovoides* Kovb. и др. Шесть последних форм встречаются часто в низах вышележащей угленосной толщи, и это позволяет считать, что тагарская свита скорее всего относится к верхам визе, поскольку низы угленосной толщи датируются в настоящее время намюром.

Последняя, самая верхняя свита в составе минусинской серии — подсиньская — сложена зеленовато-серыми и табачно-желтыми песчаниками и туффитами, темно-серыми и голубоватыми алевролитами и аргиллитами, иногда тоже с примесью туфогенного материала. Породы часто известковистые; наблюдаются местами линзы глинистых и

алевритистых известняков. В верхней части свиты появляются темно-серые песчаники и аргиллиты, очень сходные с аналогичными породами из низов угленосной толщи.

До последнего времени было принято проводить верхнюю границу подсиньской свиты по подошве конгломератов в низах угленосной толщи. Г. П. Радченко (1955) доказывает, однако, что, поскольку в верхах подсиньской свиты почти во всех районах имеются признаки угленосности (тонкие пропластки сажи и слои углистого аргиллита, а нередко и мощные, до 3 м, пласты зольного угля) граница угленосной толщи должна быть несколько опущена (на 25—80 м). В этих границах мощность подсиньской свиты составляет 80—90 м. В Северо-Минусинской впадине, по данным Е. А. Шнейдера, мощность сосновской свиты (аналог подсиньской свиты) не превышает 60—65 м.

Растительные остатки встречаются в подсиньской свите редко. Среди них Г. П. Радченко определены некоторые из тех форм, которые были уже приведены для тагарской свиты.

Г. А. Иванов в составе угленосной толщи Минусинского бассейна различал пять следующих свит (снизу вверх): конгломератовую, черногорскую, безугольную, белоярскую и нарылковскую. При этом он отмечал, что границы между двумя первыми и двумя последними свитами в достаточной мере условны.

Сопоставление разрезов, хорошо изученных в процессе разведок различных месторождений Минусинского бассейна, включая расположенное на севере Белоозерское месторождение, показывает, что в составе угленосной толщи этого бассейна четко выделяются два крупных цикла осадконакопления. Нижний, или хакасский (название предложено Г. П. Радченко, 1955) охватывает верхи подсиньской толщи Тыжновых, конгломератовую и черногорскую свиты Г. А. Иванова, и верхний, или Аршановский цикл, соответствующий безугольной, белоярской и нарылковской свитам последнего. Каждый из этих циклов начинается с почти непродуктивных отложений, представленных существенно осадками крупных водоемов, типа озер, переслаивающихся с речными и дельтовыми осадками (конгломераты, косослоистые песчаники). В дальнейшем формирование толщ происходило на выровненных болотистых низинах, пересеченных реками, в условиях относительно слабых колебательных движений. Это обусловило формирование типичных для всякого угленосного бассейна ритмично построенных угленосных толщ, сложенных серыми и желто-серыми конгломератами, разнообразными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами и углями.

Хакасская свита заключает в нижней части значительное число прослоев и линз конгломератов, число и мощность которых закономерно убывают как вверх по разрезу, так и по простиранию — с запада на восток. В этой нижней половине свиты угольные пласты отличаются небольшой мощностью и крайне невыдержаны по простиранию; сложены они в большинстве зольными разностями углей. Число и мощность угольных пластов заметно убывают в восточном направлении; параллельно возрастает значение тонкозернистых разностей пород — аргиллитов и алевролитов. Наиболее грубозернистым составом осадков характеризуется хакасская свита на Аскизском месторождении.

В верхней части хакасской свиты конгломераты почти отсутствуют, но угольные пласты приобретают устойчивость и достигают значительной мощности (от 1 до 16 м).

Мощность свиты изменяется от 480 до 700 м (наибольшие мощности отмечаются в западных и северо-западных районах Минусинской котловины).

По палеоботаническим данным Г. П. Радченко (1955, 1956), хакасская свита подразделяется на три подсвиты (снизу вверх): сохкельскую, сарскую и сосновоозерскую; сарская подсвита разделяется, кроме того, на два горизонта или пачки. К нижнему отделу карбона относится сохкельская подсвита и нижнесарская пачка сарской подсвиты.

Сохкельская подсвита мощностью 85—195 м охватывает непродуктивную нижнюю часть свиты, обогащенную обычно конгломератами, и толщу, заключающую неустойчивые пласты и пропластки зольного угля. Растительный комплекс очень богатый. По определению Г. П. Радченко, в нем наряду с древними тагарскими формами *Abacodendron lutugini* Radcz., *Angarodendron tetragonum* (Chachl.), *Protopinakodendron sarksiense* Radcz., *Angaropteridium abacanum* Zal., *Angarcarpus ovoides* Kovb. и др. встречается много новых форм *Chacassopteris concinna* Radcz., *Cardiopteridium sibiricum* Radcz., *Angaropteridium vescum* Zal., первые *Belonopteris* и др. В целом этот комплекс хорошо параллелизуется с нижней частью острогской свиты Кузнецкого бассейна, возраст которой определен как намюрский.

Нижнесарская пачка *сарской подсвиты* имеет мощность 155—170 м и включает ряд маломощных рабочих пластов угля (до шести пластов).

Конгломераты в этой пачке встречаются только спорадически. По растительным остаткам *Angaropteridium cardiopteroides* Javorskyi Radcz., *Angaridium* sp. nov., *Noeggerathiopsis tyrganica* Radcz. и ряду более древних форм эта пачка сопоставляется с большей верхней частью острогской свиты. К такой же параллелизации пришла и Е. М. Андреева на основании сравнения спорово-пыльцевых комплексов.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

По последним фитостратиграфическим данным, Г. П. Радченко (1955) к среднему и верхнему отделам каменноугольной системы в Минусинском угленосном бассейне относит верхнюю часть хакасской свиты (верхнесарская пачка сарской подсвиты и сосновоозерская подсвита) и самую нижнюю часть аршановской свиты (побережная, или безугольная, подсвита).

Верхняя часть хакасской свиты представлена чередованием разнозернистых песчаников, часто известковистых, алевролитов, аргиллитов и угля. Мощность 240—340 м. Угольные пласты сближенные особенно в верхней части разреза (сосновоозерская подсвита); мощность их возрастает по направлению к верхам разреза. В пределах верхнесарской пачки с маломощными пластинами угля широко распространены типичные для низов мазуровской подсвиты Кузнецкого бассейна виды растений *Angarodendron obrutschevi* Zal., *Angaropteridium vescum* Zal., *A. grandifoliolatum* Zal., *Neuropteris mrassiensis* Radcz., *Noeggerathiopsis subangusta* Zal. и др.

В *сосновоозерской подсвите* часто встречаются остатки растений, комплекс которых характерен в Кузнецком бассейне для верхней части мазуровской и нижней части алыкаевской подсвиты *Angarodendron obrutschevi* Zal., *A. zaleskyi* Radcz., *Koretrophyllites mungaticus*

Radcz., *Neuropteris sibirica* (Zal.), *Gondwanidium petiolatum* Neub. и др.

Побережная подсвита аршановской свиты (примерный аналог безугольной свиты Г. А. Иванова) представлена темно-серыми алевролитами и аргиллитами с линзами сферосидерита, редкими линзами конгломерата и тонкими пропластками угля. Мощность 100—150 м. Имеется фауна пресноводных пелеципод *Anthracomya* aff. *modiomorphoides* Grab., *A. magna* Tchern., *A. tatarica* Tchern. и др. (определения Б. И. Чернышева). Среди растительных остатков — типичные алыкаевские формы *Angaropteridium teleuticum* Radcz., *Gondwanidium sibiricum* (Pet.) Zal., *Angaridium lopatini* (Schm.), *Ginkgophyllum ussovi* Radcz. и др.

Побережная подсвита не параллелизуется с самой верхней частью алыкаевской подсвиты Кузнецкого бассейна, которая имеет смешанную каменноугольно-пермскую флору и относится на этом основании Г. П. Радченко к низам перми. В Минусинской котловине этой части алыкаевской подсвиты соответствует совхозная подсвита аршановской свиты.

ОБЩАЯ СВОДКА

Каменноугольная система (табл. 9) на территории Красноярского края почти повсеместно, за исключением Таймырской складчатой области, отчетливо разделяется на две неравные части, резко различные по истории своего формирования.

В раннем карбоне, точнее в турнейском и визейском веках, на значительной части площади края, исключая центральные и южные районы Сибирской платформы и участки, занятые горными сооружениями Алтае-Саянской горной системы того времени, происходило формирование нормально осадочных, а местами и пирокластических (туфогенных) толщ в крупных водоемах типа эпиконтинентальных морей, внутренних опреснявшихся морей, лагун и больших озер, временами сообщавшихся с открытым морем.

Начиная с намюрского века, а местами, очевидно, и позже значительные площади Красноярского края стали ареной широкого развития процессов углеобразования. Средний и верхний отделы каменноугольной системы почти везде, где сохранились от последующих процессов эрозии породы этого возраста, представлены континентальными угленосными отложениями. Исключение составляют районы Таймырского полуострова и Енисейско-Ленского прогиба, в пределах которых морской режим сохранялся, по-видимому, до конца каменноугольного периода.

Начало каменноугольного периода ознаменовалось на территории Красноярского края, точно так же как и на смежных к западу площадях Западной Сибири, обширной трансгрессией с запада и северо-запада. В начале и конце турнейского века морская трансгрессия достигла максимума.

В это время в Минусинской межгорной котловине образовался большой полузамкнутый залив, который после регрессии в конце турнейского века превратился в огромное озеро, со временем, очевидно, разбившееся на ряд мелких озер. Здесь формирование осадочных толщ происходило в довольно своеобразных условиях. В течение всего турне и визе в котловину с востока и юго-востока приносилось огромное количество пеплового материала. Начало вулканической деятельности

почти точно совпало с началом каменноугольного периода и закончилось в конце визейского, а возможно, и в начале намюрского века.

В результате на большей части территории Минусинской котловины сформировалась характерная пестроцветная толща осадков, значительная часть которой представляет туфогенные образования, а в ряде горизонтов и настоящие туфы. Толща эта залегает согласно и без признаков сколько-нибудь значительных перерывов на красноцветных верхнедевонских породах и весьма постепенно сменяется вверх угленосной толщей.

Севернее, в области смыкания Восточного Саяна с Енисейским кряжем и Сибирской платформой (район г. Красноярск и западная часть Рыбинской впадины) турнейские и нижневизейские образования ложатся на размытую поверхность франских и фаменских пород. Они представлены здесь осадками прибрежной зоны крупного опресненного водоема, вероятно лагуны или озера, не имевшего постоянной связи с открытым морем. В этих районах нижнекаменноугольные отложения представлены не полностью. И здесь нижнекаменноугольные породы содержат значительную примесь туфового материала.

В северо-западной части Сибирской платформы, точно так же как и в Таймырской складчатой области, нижний карбон представлен нормальными морскими осадками с богатой фауной. На Сибирской платформе турнейские отложения, прослеженные до р. Курейки, залегают с размывом на различных толщах нижнего и среднего палеозоя. Разрез доугленосного нижнего карбона здесь заканчивается нижневизейскими отложениями, которые представлены осадками лагуны или полузамкнутого залива, лишенными остатков морской фауны.

В пределах Таймырской складчатой области нижнекаменноугольные отложения залегают, по-видимому, на размытой поверхности средне- и верхнедевонских пород и представлены во всех трех ярусах нормальными морскими осадками.

Если на крайнем севере (в Таймырской геосинклинали) и на крайнем юге (в Минусинском межгорном прогибе) осадкообразование продолжалось на протяжении всего среднего и позднего визе и всего намюра, то на Сибирской платформе и в сопредельных с ней районах осадкообразование прекратилось уже в конце раннего визе. Очевидно, в это время на указанной площади шли процессы эрозии, т. е. эта область была значительно приподнятой.

Лишь в намюрский век кое-где в отдельных прогибах платформы начали вновь формироваться осадочные толщи, представленные континентальными (речными, дельтовыми и озерными) осадками. По всей вероятности, для большей части территории края намюрский век характеризовался неустойчивостью геотектонического режима, приводившей к частым изменениям обстановки осадконакопления. Это видно из того, что во многих районах края, от Южно-Минусинской впадины до Норильского района, намюрские отложения характеризуются значительной фациальной изменчивостью, эпизодической и весьма различной угленосностью, а также включают мощные пачки песчаников и прослои конгломератов.

К началу среднего карбона на большей части территории края (исключая Таймыр) процесс выравнивания пониженных частей земной коры в основном завершился и на них началось формирование мощных континентальных угленосных толщ, продолжавшееся в течение всего среднего и верхнего карбона и всего пермского периода.

Корреляция разрезов каменноугольных отложений в различных районах

Стратиграфические подразделения		Западный Таймыр	Центральный Таймыр	Восточный Таймыр	Енисейско-Хатангская впадина	Норильский район и бассейны рек Кулумбэ, Горбичин, Курейка			
Система	Отдел								
Каменноугольная	Пермская	Нижний	Известняки и известковые сланцы с морской фауной	Песчаники с прослоями алевролитов с морской фауной	Песчаники, алевролиты и аргиллиты с морской фауной	Аргиллиты и песчаники с редкими фораминиферами	Шмидтинская угленосная свита		
		Верхний	Часть толщи известковых сланцев, алевролитов и песчаников 200—300 м	Отсутствуют	Отсутствуют	Предположительно часть терригенной толщи, относимой к нижней перми	Руднинская угленосная свита 100—130 м		
		Средний	Темно-серые и черные известковистые аргиллиты с прослоями алевролитов и известняков или темные известняки с прослоями сланцев 150—450 м	Темно-серые, тонкослоистые доломитизированные известняки 400 м	Серые чистые и доломитизированные известняки 200—300 м	Отсутствуют	Темно- и светло-серые известняки с прослоями аргиллитов и мергелей. 70 м	Апсеканская свита с растительными остатками 60—130 м	
	Нижний	Намюрский	Серые известняки с глинистыми сланцами и алевролитами. 60—100 м	Серые органогенные известняки 200—500 м	Серые массивные и разнослоистые чистые и доломитизированные известняки 700—800 м	Темно-серые органогенно-обломочные известняки. 140 м			Серые, зеленоватосерые и красновато-коричневые известняки, иногда плитчатые (брусковая свита) 32—40 м
		Визейский	Темно-серые и серые плитчатые известняки 125—500 м			Темно-серые известняки доломитовые. 380 м			Серые известняки с прослоями доломитов и известковистых сланцев 35—90 м
	Девонская	Верхний	Турнейский	Темно-серые и серые известняки с известковистыми сланцами и доломитами 200—300 м	Известняки Отсутствуют	?			Отсутствуют
			Морские отложения	Чаще отсутствуют					

* См. прим. ред. по карбону Рыбинской впадины.

Красноярского края (составил Г. П. Радченко, 1958)

Центральная часть Тунгусского бассейна (басс. р. Чуни)	Крайняя юго-западная часть Тунгусского бассейна (Кокуйское месторождение)	Юго-восточный борт Рыбинской впадины*	Район г. Красноярска*	Минусинская котловина					
Терригенная толща с пачками туфов	Рыжковская угленосная свита	Отсутствуют	Отсутствуют	Аршановская свита	Совхозная подсвита				
Толща песчаников, алевролитов и аргиллитов с пропластками туфов и угля. 50 м	Листвяжинская угленосная свита. 220—520 м	Отсутствуют	Отсутствуют	Аршановская свита	Побережная подсвита 100—130 м				
					Сосновоозерская подсвита 195—270 м:				
Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Хакасская свита	Сарская подсвита 200—230 м				
					Сохкельская подсвита 86—195 м				
					Подсиньская свита 80—90 м				
				Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Хакасская свита	Тагарская свита 120—370 м
									Комарковская свита 50—280 м
									Чейская свита 50—200 м
									Кривинская свита 80—300 м
				Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	Хакасская свита	Самохвальская свита 100—150 м
									Надалтайская свита 80—100 м
									Алтайская свита 120 м
Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют (?)	Отсутствуют	Хакасская свита	Быстринская свита 120—160 м				
					Отсутствуют				
Отсутствуют	Отсутствуют	Лагунные отложения	Франские отложения	Тубинская свита					

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Породы пермского возраста широко распространены в северных районах Красноярского края — на Сибирской платформе, в Енисейско-Ленском прогибе и в Таймырской складчатой области. В южной части края они пользуются весьма ограниченным распространением: небольшие площади их выходов отмечены на юге Сибирской платформы, в Канско-Ангарской впадине и в системе Минусинских впадин. В последних они сохранились от последующего, вероятно доюрского, размыва в центральных частях наиболее глубоких мульд Приенисейско-Абаканской и Бейской, а на севере в Белозерской мульде.

До недавнего времени к пермской системе относили все угленосные отложения, развитые в пределах Тунгусского и Минусинского бассейнов. В последнее время взгляды на возраст этих отложений под влиянием новых представлений о возрасте нижней части угленосных отложений в Кузнецком бассейне претерпели значительное изменение. Часть угленосных толщ, сопоставляемая по флоре с нижнебалахонской свитой Кузнецкого бассейна, относится теперь в Тунгусском и Минусинском бассейнах к каменноугольной системе и рассмотрена выше. В настоящей же главе характеризуется лишь верхняя часть угленосных толщ, относимая к пермской системе.

На Таймырском полуострове пермские отложения представлены существенно терригенными породами, среди которых уже в нижней перми нередко встречаются тонкие пропластки, а иногда и пласты каменного угля. Вместе с тем нижнепермские отложения заключают здесь мощные горизонты морских осадков, охарактеризованные обильными остатками разнообразных морских организмов. Переслаивание таких морских толщ с толщами, заключающими остатки растений, дает возможность точно датировать время существования определенных флористических комплексов и на основе этого определить геологический возраст соответствующих более южных районов края, где распространены исключительно континентальные, угленосные отложения.

В Таймырской складчатой области нижнепермские отложения залегают местами трансгрессивно, иногда даже с угловым несогласием на каменноугольных, девонских и силурийских образованиях, отмечая начало раннепермской трансгрессии.

В Минусинском и Тунгусском угленосных бассейнах пермские отложения неразрывно связаны с подстилающими их верхнекаменноугольными, составляя вместе с ними единые и непрерывные серии угленосных пород. Отделение их от каменноугольных осадков осуществляется исключительно на основе палеоботанических данных, так как литологически эти породы весьма сходны; остатки же пресноводной фауны в них редки и малохарактерны, и еще в незначительной степени используются для целей детальной стратиграфии.

Степень изученности пермских отложений различных районов Красноярского края весьма неодинакова. Лучше всего они изучены в Минусинской впадине, на Кокуйском месторождении, в Канско-Ангарской впадине, на юге Тунгусского бассейна и в Норильском районе. Во всех этих районах состав и угленосность пермских отложений установлены достаточно полно.

Менее изучены пермские отложения в Таймырской складчатой области и в бассейне р. Нижней Тунгуски (западная часть северной половины Тунгусского бассейна). Впрочем, и в этих районах в последние годы получено при съемках и поисковых работах много новых данных, позволивших уточнить мощность, состав и фациальную изменчивость пермских отложений.

Наименее изученными пока остаются пермские отложения в центральной и северной частях Тунгусского бассейна и в Енисейско-Ленском прогибе. В этих районах они перекрыты значительными толщами более поздних образований (в Тунгусском бассейне толщей вулканогенных образований — туфов и лав), что затрудняет их детальное изучение.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Планомерное изучение пермских отложений в пределах Таймырской складчатой области началось в 30-х годах XX в. в связи с определением их возможной угленосности. Впервые эти работы были поставлены в западной части складчатой области, а потом распространены на ее остальную территорию.

Теперь установлено, что пермские отложения имеют существенное значение в геологическом строении Таймырской складчатой области. Они образуют полосу шириной до 60—80 км, протягивающуюся вдоль южной окраины гор Бырранга, а также слагают небольшие разобщенные участки к северу от нее и занимают значительную часть возвышенностей Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас, расположенных уже в пределах Таймырской низменности недалеко от юго-восточной кромки гор Бырранга.

Мощные терригенные толщи пермских пород совместно с вулканогенными образованиями верхней перми и нижнего триаса полностью выполняют верхнепалеозойскую геосинклиналь, располагавшуюся в пределах южной окраины горной части Таймыра.

По своим литологическим признакам пермские отложения довольно четко отделяются от всех прочих палеозойских образований, так как они характеризуются преобладанием терригенных пород, нередко содержащих пласты и прослой каменного угля.

Нижняя граница пермских отложений выражена различно. Местами прослеживается непрерывный разрез от среднекаменноугольных либо верхнекаменноугольных отложений вплоть до нижнепермских, а иногда трансгрессивное залегание пермских пород на более древних толщах. Верхняя их граница определяется тем, что разрез пермских отложений заканчивается вулканогенными образованиями, над которыми на большей площади Таймырской складчатой области отсутствуют какие-либо перекрывающие отложения. Исключение представляет ее юго-восточная окраина, где имеются фаунистически охарактеризованные нижнетриасовые отложения, сменяющие лавовые покровы. Видовой состав пермской фауны и флоры также существенно отличается от каменноугольного и триасового комплексов органических остатков.

Имеющиеся палеонтологические данные позволяют пока достоверно выделять лишь отложения нижнего и верхнего отделов и только в некоторых участках удается установить отложения отдельных ярусов. Обычно же при полевых исследованиях пермские отложения расчленяются на свиты по литологическим признакам.

Стратиграфические подразделения		Западный Таймыр	Центральный Таймыр	Восточный Таймыр
Система	Отдел			
Триасовая	Нижний	Лавово-туффитовая толща	Туфолавовая толща	Лавово-туффитовая толща
П е р м с к а я	В е р х н и й	Макаревичско-бражниковская свита. Угленосные отложения с <i>Comia</i> , <i>Callipteris karskiana</i> , <i>Noeggerathiopsis candalepensis</i> и др.	Черноярская свита. Угленосные отложения с <i>Noeggerathiopsis candalepensis</i> , <i>Niozonaria</i> , <i>Pseudamusium engelhardtii</i> и др.	Верхняя угленосная толща с <i>Noeggerathiopsis candalepensis</i> , <i>Niozonaria</i> и др.
		Крестьянская свита. Терригенные отложения с <i>Callipteris altaica</i> , <i>Noeggerathiopsis aequale</i> и др.	Байкурская свита. Терригенно-карбонатные отложения с <i>Linoproductus obrutschewi</i> , <i>Strophalosia sibirica</i> , <i>Kolymia irregularis</i> и др.	Промежуточная толща. Терригенные отложения с <i>Linoproductus obrutschewi</i> , <i>Kolymia</i> sp., <i>Pseudamusium sericeus</i> и др.
	Н и ж н и й	Убойнинская свита. Угленосные отложения с <i>Nephropsis ubojensis</i> , <i>Noeggerathiopsis taimyrica</i> и др.	Соколинская свита. Угленосные отложения с <i>Noeggerathiopsis theodori</i> , <i>Nephropsis ubojensis</i> , <i>Lamiopteris glossopteroides</i> и др.	Нижняя угленосная толща с <i>Noeggerathiopsis theodori</i> , <i>N. taimyrica</i> и др.
		Ефремовская свита. Терригенные отложения с <i>Anthraconauta rhomboidalis</i> , <i>Noeggerathiopsis taimyrica</i> и др.	Бырангская свита. Терригенные отложения с <i>Noeggerathiopsis derzavini</i> , <i>Chonetes flemingi</i> , <i>Sanguinolites lunulatus</i> и др.	Песчаниково-алевролитовая и аргиллитовая толщи с <i>Productus (Avonia) verchojanicus</i> , <i>Rhynchopora nikitini</i> и др.
		Карская свита. Терригенные отложения с <i>Anthraconauta anthracomyoides</i> , <i>Noeggerathiopsis</i> sp. Эвенкская свита. Карбонатные отложения с <i>Productus (Anonia) verchojanicus</i> , <i>Horridonia borealis</i> , <i>Rhipidomella pecosi</i> и др.	Турузовская свита. Терригенные отложения с <i>Plicatifera stuckenbergi</i> , <i>Spiriferella praesaranae</i> и др.	
	Каменно-угольная	Средний и верхний	Терригенные отложения	Карбонатные отложения с <i>Choristites priscus</i> , <i>Ch. ustynovi</i>

В табл. 10 приведены названия свит для различных частей Таймырской складчатой области и дано их сопоставление, принятое в качестве унифицированной схемы на Всесоюзном межведомственном совещании.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнепермского возраста распространены весьма широко по южной окраине Таймырской складчатой области — главным образом в ее центральных и восточных районах.

Они характеризуются преобладанием терригенных пород, среди которых довольно часто встречаются тонкие прослойки и реже пласты каменного угля. Нередко нижнепермские породы заключают обильные остатки разнообразной флоры и фауны. Последняя, несмотря на наличие ряда реликтовых форм, существенно отличается от каменноугольной. По всем этим особенностям нижнепермские отложения достаточно четко отделяются от подстилающих пород.

Недавно законченные Ф. Г. Марковым (1954) детальные исследования по стратиграфии пермских отложений Таймырской складчатой области позволили установить следующую закономерность в последовательном изменении здесь фациальных условий в течение пермского периода. Именно цикл осадконакопления раннепермской эпохи, как и позднепермской эпохи, начинался в условиях общей трансгрессии моря и завершался его регрессией. Смена этих циклов осадконакоплений сопровождалась существенным изменением и обновлением фауны и флоры. Все это позволяет достаточно четко определять границу между нижнепермскими и верхнепермскими отложениями.

Большинством исследователей нижнепермские отложения разделяются на ряд свит или толщ. Возрастные границы между ними обычно принимались условно. С одной стороны, выделяемые свиты повсеместно связаны постепенными переходами, с другой стороны, однообразие литологии и отсутствие выдержанных по простиранию маркирующих горизонтов с руководящей фауной, а также некоторая противоречивость в определении возраста отдельных флористических и фаунистических остатков создавали дополнительные трудности при попытках дробного расчленения нижнепермских отложений, особенно угленосной части разреза, испытывающей резкие фациальные изменения. В силу этих обстоятельств объем, содержание и возрастное положение выделяемых свит и толщ определялись исследователями весьма различно, в зависимости от особенностей каждого изученного ими разреза. Нередко одни и те же отложения попадали в разные свиты или же разделялись на части и соответственно относились к различным свитам.

Ниже приводится лишь общая характеристика нижнепермских отложений без детального рассмотрения отдельных свит в каждом разрезе.

По данным исследователей Западного Таймыра (Г. Н. Акатова, А. П. Иванова, А. И. Козлова, Т. П. Кочеткова, Е. Н. Люткевича, И. М. Мигая, М. Н. Парханова, Ю. Е. Погребницкого, В. П. Тебенькова, В. И. Ушакова, В. А. Черепанова и Н. А. Шведова), в Приенисейском районе разрез нижнепермских отложений начинается с морских образований и завершается угленосной толщей.

Согласно последним наблюдениям Ю. Е. Погребницкого и В. И. Ушакова, стратиграфический разрез нижнепермских отложений

для этого района представляется в следующем виде. В основании разреза имеется песчанниковый горизонт, располагающийся с видимым согласием на предположительно средне- и верхнекаменноугольных отложениях. Он перекрывается пачкой черных известковистых кварцево-полевошпатовых песчаников. В нижних слоях этой пачки спорадически встречаются остатки брахиопод, среди которых В. И. Устрицким установлена сакмарская форма *Rhipidomella pecosi* Матсоу. Выше по разрезу наблюдается монотонное чередование аргиллитов и алевролитов с редкими пластами песчаников и глинистых органогенных известняков. В средней части этой толщи из известняков с р. Каменки, В. И. Устрицким определены брахиоподы *Chonetes flemingi* Norw. et Pratt. и *Avonia verchojanicus* Fred., а Ю. Н. Поповым гастроподы, близкие *Bellerophon jonesianus* Коп.

Верхняя часть разреза характеризуется появлением большого количества прослоев серых мелкозернистых, косослоистых, толстоплитчатых песчаников и алевролитов, содержащих растительный детрит. Общая мощность морских отложений нижней перми достигает 1100—1200 м и более. Верхняя граница их проводится по появлению первого прослоя каменного угля.

Вышележащая угленосная толща резко отличается от подстилающей морской по наличию в ней полимиктовых песчаников, конгломератов, углистых сланцев и каменных углей. Количество карбонатного вещества в цементе пород резко сокращается. В низах угленосной толщи песчаники преобладают над алевролитами; в средней и верхней ее частях, наоборот, алевролиты и аргиллиты преобладают над остальными породами; здесь встречается большое количество прослоев углистых сланцев и пласты каменного угля рабочей мощности. В угленосных отложениях найдены отпечатки растений, среди которых Н. А. Шведовым были определены *Noeggerathiopsis taimyrica* Schwed. Мощность угленосной нижнепермской толщи колеблется в пределах 800—1100 м.

Общая же мощность нижнепермских отложений в данном районе 1900—2300 м.

Необходимо отметить, что и ранее в нижнепермских отложениях Приенисейского района было обнаружено большое количество остатков ископаемой фауны и флоры. В частности, еще в середине 30-х годов XX в. А. П. Ротаем были определены брахиоподы с южного побережья бухты Ефремова Енисейского залива, представленные видами *Linoproductus cancriniformis* Tschern., *Avonia verchojanicus* Fred., *Camarthoechia longaeva* Girty, а Е. Ф. Чирковой установлены остатки *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal. С р. Ефремовой была доставлена богатая коллекция органических остатков, среди которых, по заключению О. Л. Эйнора, имеются следующие брахиоподы: *Linoproductus kolymaensis* Lich., *L. lutkevitschi* Step. var. *novozemliensis* Eignor, *Waagenoconcha winani* Gred., *W. naliokini* Fred., *W. humboldti* Orb., *W. irginæformis* Step., *Dictyocloctus* cf. *uralicus* Tchern., *Horridonia borealis* Hautht., *Pseudosyrinx kolymaensis* Tolm., *Dielasma curvatum* Tchern., *Spirifer* cf. *ravana* Dien, *S. aff. siriatus* Mart. и другие виды, указывающие на нижнепермский возраст. Среди кораллов, обнаруженных в нижнепермских отложениях р. Ефремовой, установлено присутствие формы *Clisiophyllum* sp. (определение И. И. Горского). Не менее богатая коллекция фауны была привезена с Карского побережья. Помимо форм, входящих в приведенный список брахиопод, здесь было выявлено присутствие следующих ниже-

пермских представителей: *Chonetes* cf. *omolonensis* Lich., *Ch.* cf. *granulifera* Owen., *Fustula pustulatus* Keys., *Productus orientalis* var. *neoinflatus* Lich., *Linoproductus phosphaticus* Girty, *Dictyoclostus* cf. *moelleri* Stuck., *Neophricothyris* cf. *asiatica* Chao, *Spirifer rakuszi* Einor (определения О. Л. Эйнора). Е. М. Люткевич изучал остатки пелеципод, среди которых здесь имеются следующие формы: *Edmondia* cf. *murchisoni* King., *Sanguinolites dicarinatus* Keys. var. *laevigata* Lutk., *S.* cf. *lunulatus* Keys., *Nucula speluncaria* Gein., *Astartella permocarbonica* Tchern., *Pseudomusium pusillus* Schloth. и др., а Л. С. Либровичем были определены остатки гониатита *Glaphyrites*. Из растительных остатков находились лишь листья кордаитов.

Примерно аналогичный состав и такая же последовательность пород в разрезе устанавливаются для нижнепермских отложений в бассейне нижнего течения р. Пясины, где мощность их несколько возрастает, достигая 2300—2500 м.

В бассейне верхнего и среднего течения р. Тарей каких-либо изменений в общей характеристике нижнепермских отложений, кроме значительного сокращения их мощности, не наблюдается. Так, на участке среднего течения р. Тарей Н. П. Аникеевым (1939) установлен следующий разрез. Внизу залегают известняки мощностью около 160 м. Более чистые известняки располагаются в основании разреза, над ними лежат песчанистые разновидности. Породы содержат большое количество остатков мшанок, брахиопод и кораллов. Среди мшанок О. И. Никифоровой определены *Polypora* ex gr. *martis* Fischer, *P.* ex gr. *orientalis* Fischer, *Fenestella* cf. *veneris* Fisch., *F.* cf. *bifurcata* Fisch., *F.* aff. *distincta* Nikif., *F.* cf. *tenax* Nikif. И. И. Горским были установлены остатки коралла *Caninia* sp.; среди брахиопод, согласно данным О. Л. Эйнора, имеются следующие формы: *Rhytidomella pecosi* Marcov., *Derbya regulatus* Waag., *Dictyoclostus schucherti* King., *D.* aff. *brasiliensis* Reed, *Linoproductus qagardi* Toula, *L. kolymaensis* Lich., *Productus orientalis* Tchern. var. *byrangi* Einor, *P. orientalis* Tchern. var. *subrectangularis* Einor, *P. uralicus* Tchern., *P. taijuanjuensis* Grab. var. *tareianensis* Einor., *Echiniconchus* aff. *punctatus* Mart., *E. taimyrensis* Einor, *Waagenoconcha gangeticus* Dein. var. *piassina* Einor, *Spirifer postriatus* Nikif. var. *taimyrica* Einor, *Sp. subfasciger* Lich., *Sp. pseudotasmaniensis* Einor, *Sp. gusevi* Einor, *Sp. laguseni* Netsch., *Sp.* cf. *stuckenbergi* Netsch., *Sp. schrenki* Keys. var. *sibirica* Einor, *Choristites anikewi* Einor, *Ch. subnikitini* Grab., *Pseudosyrinx kolymaensis* Tolm. var. *taimyrica* Einor, *Cleiothyridiana capillata* Waag. var. *sibirica* Einor. Известняковая толща сменяется свитой, сложенной преимущественно черными углисто-глинистыми, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами со стяжениями и отдельными кристаллами пирита. Тут же имеются тонкие прослои каменного угля. Мощность угленосных отложений более 200 м.

Существенное изменение в составе нижнепермских отложений отмечается в бассейне левых притоков верхнего течения р. Верхней Таймыры и на примыкающем к нему участке р. Тарей. Здесь, по данным Л. С. Пузанова, в основании нижней перми находится горизонт, состоящий из конгломерата и брекчий, мощностью от 20 до 150 м, который лежит с угловым несогласием на нижнекаменноугольных известняках. Порода слагается плохо окатанными кусками светло-серых из-

вестняков и небольшим количеством обломков песчаников и сланцев, сцементированных известковистым веществом. Местами конгломераты перемежаются с пластами доломитов и доломитизированных известняков. Из них Т. А. Добролюбовой были определены кораллы *Syringopora conferta* Keys., *Koninckophyllum* sp., *Asovskenia* aff. *capitosa* Dobr.

Конгломераты сменяются толщей мощностью до 400—600 м, состоящей из доломитов и доломитизированных известняков, чередующихся с редкими пластами известняков. Породы содержат обильные остатки мшанок и кораллов, реже брахиопод. Среди последних была установлена форма *Rhynchopora lobajensis* Tolm. (определение Т. Г. Сарычевой). Выше по разрезу прослеживаются светло-серые доломитизированные синрингопоровые известняки мощностью до 200—400 м. Над ними располагаются доломиты, переслаивающиеся с алевролитами. Мощность пачки 150—250 м. В них встречаются многочисленные остатки брахиопод и мшанок. По заключению Т. Г. Сарычевой, брахиоподы представлены *Linoproductus cora* (Orb.), *Dictioclostus* cf. *arcticus* (Witb.), *Muirwoodia batesianus* (Derby), *Buxtonia* aff. *porrecta* (Kut.), *Neophricodothyris asiatica* (Chao), *Camarophoria margaritovi* Tchern., *Spirifer ornata* Waag, *Neospirifer subfasciger* (Lich.); мшанки, по определению М. И. Шульга-Нестеренко, представлены следующими формами: *Fenestella multituberculata* Sch-Nest., *F.* cf. *lunaris* Sch-Nest., *F.* aff. *biarmica* Sch-Nest., *Rhombopora acanthoporiifera* Sch-Nest., *Rhabdomeson parvus* Sch-Nest., *Polypora remota* Condra var. *grandis* Trizna, *P. pulchra* Novik.

Общая мощность карбонатных отложений колеблется в пределах 1000—1200 м.

Карбонатные породы сменяются толщей темно-серых и черных алевролитов, которая лежит на них с кажущимся несогласием. Внизу толщи наблюдается 50-метровый горизонт, представленный доломитизированными известняками, переслаивающимися с углисто-глинистыми сланцами. Его сменяют алевролиты с пачками и прослоями серых мелкозернистых кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников. Количество песчаников увеличивается к верхам разреза; здесь в составе пород находились неопределимые остатки пелеципод и неясные растительные остатки. Мощность терригенных отложений 600—800 м.

По направлению к р. Нижней Таймыре в нижнепермской толще наблюдается постепенное исчезновение карбонатных пород и замещение их терригенными отложениями при некотором сокращении общей мощности толщи. Встречающиеся здесь в верху разреза пласты каменного угля, невыдержанные по простиранию, местами замещаются пачками углистых сланцев.

На правобережье р. Нижней Таймыры и на северном побережье Таймырского озера нижняя пермь представлена в основном терригенными отложениями и слагается серыми и темно-серыми алевролитами, мелко- и среднезернистыми аркозовыми песчаниками, аргиллитами и глинистыми сланцами, перемежающимися между собой. В нижней половине разреза отмечается карбонатное вещество в цементе пород.

Самые верхи разреза слагаются преимущественно песчанистыми породами аркозового и кварцевого состава. Среди них наблюдаются пачки темных аргиллитов и глинистых сланцев, а также редкие пласты и чаще тонкие пропластки и линзы каменного угля, конгломератов и туфоконгломератов.

В толще нижнепермских отложений мощностью 2000—2500 м, обнажающихся по северному побережью Таймырского озера, находились остатки фауны и флоры. По исследованиям Л. А. Чайки, в низах разреза имеются отпечатки растений *Zamiopteris* aff. *longifolia* Schwed., *Noeggerathiopsis* cf. *derzavini* Neub., *N.* cf. *latifolia* Neub., *N. subangusta* Zal., *N. taimyrica* Schw. (определения Н. А. Шведова). Несколькими выше по разрезу встречаются редкие остатки фораминифер *Nodosaria* ex gr. *monile* Vog. (определение П. С. Воронова), а также остатки брахиопод.

В угленосных отложениях, которыми заканчивается разрез нижней перми, обнаружены отпечатки растений *Annularia neuburgiana* Radcz., *Paracalamites vicinalis* Radcz., *Zamiopteris schmalhauseni* Schwed., *Z. glossopteroides* (Schmalh.), *Noeggerathiopsis derzavini* Neub., *N.* ex gr. *magna* Schwed., *N.* aff. *tebenjkovii* Schwed., *N.* aff. *ubojensis* Schwed., *Nephropsis* ex gr. *magna* Zal., *Crassinervia* aff. *kuznetskiana* (Chachl.), *C.* aff. *tunguscana* Schwed., *Samaropsis* (?) ex gr. *depressa* (Schm.), *S. mirabilis* Schwed. (определения Н. А. Шведова).

К северо-востоку от Таймырского озера общий состав терригенной толщи нижней перми почти не меняется.

На восточной окраине Таймырской складчатой области в самых низах разреза нередко залегает маломощный горизонт серых и темно-серых известняков, заключающих остатки брахиопод нижнепермского возраста *Rhydidomella* cf. *pecosi* Margo, *Muirwoodia* ex gr. *artiensis* Tchern. и прочих форм. Местами известняки перемежаются с пачками темных глинистых сланцев. Кое-где известняки замещаются известняковыми конгломератами либо песчано-глинистыми породами. Выше по разрезу распространена толща, представленная разнообразными песчаниками, чередующимися с глинистыми сланцами и аргиллитами мощностью до 2000 м. В нижней половине толщи преобладают аргиллиты; в ее верхах господствующими породами становятся песчаники и алевролиты. Среди песчаников преимущественным развитием пользуются мелко- и среднезернистые породы полимиктового и кварцево-полевошпатового состава, в цементе которых имеется известковистый материал. Иногда в верху разреза присутствуют редкие линзовидные прослои каменного угля, а в районе мыса Цветкова на побережье моря Лаптевых обнаружен один рабочий пласт угля.

Нижнепермские породы обнажаются и на возвышенностях Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас, расположенных несколько южнее гор Бырранга на юго-восточной оконечности Таймырского полуострова. Согласно наблюдениям В. А. Виноградова, нижние две трети нижнепермской толщи представлены пачкой алевролитов, аргиллитов и песчаников, перемежающихся между собой в различных пропорциях. Нередко песчаники содержат в цементе известковистый материал. В них найдены остатки брахиопод и пелеципод. Среди первых определены *Avonia* ex gr. *tuberculata* Toul., *A.* aff. *verchoyanicus* Fred., *Waagenoconcha pseudoirginiae* Huang, *Muirwoodia mammatus* Keys., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Rh. nikitini* Tchern., *Spirifer* cf. *dieneri* Tchern. (определения В. И. Устрицкого). Перечисленные формы встречаются по всей толще в интервале от 500 до 2500 м, считая от основания толщи. В верху толщи находились остатки морских пелеципод, оставшиеся неизученными. Эти отложения сменяются толщей мощностью 900—1000 м, сложенной алевролитами и углистыми слан-

цами. В этих породах имеются отпечатки растений плохой сохранности.

Суммарная мощность ниже- и верхнепермских отложений на возвышенности Киряка-Тас, по данным П. С. Воронова и В. А. Черепанова, 1800—1850 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнепермские отложения распространены главным образом в западных и центральных районах Таймырской складчатой области; в меньшей степени встречаются они на ее восточной окраине. Выходы этих пород слагают также часть возвышенностей Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас.

Как уже указывалось, смена циклов осадконакопления является четким критерием при установлении границы между отложениями нижнего и верхнего отделов пермской системы. Почти повсюду низы верхнепермских отложений представлены толщей песчано-глинистых пород, заключающих горизонты карбонатсодержащих и чистых карбонатных пород. Они сменяют толщу угленосных пород нижней перми. В верхнепермских отложениях отмечается также новый комплекс фауны и флоры, существенно отличающийся от нижнепермского. Верхней границей верхнепермских отложений является их контакт с перекрывающей толщей эффузивных пород траппового комплекса. На отдельных участках Таймырской складчатой области основные лавы и их туфы лежат на достоверных верхнепермских угленосных отложениях, располагаясь на размытой поверхности последних, а иногда и с кажущимся несогласием отделяясь горизонтом туфоконгломератов.

В западной части складчатой области — в Приенисейском районе, — по данным исследований Н. Г. Акатова, А. П. Иванова, А. И. Козлова, Т. П. Кочеткова, Е. М. Люткевича, И. М. Мигая, М. Н. Парханова, Ю. Е. Погребницкого, В. П. Тебенькова, В. И. Ушакова, В. А. Черепанова, Н. А. Шведова, разрез верхнепермских отложений представляется обобщенно в следующем виде.

В основании разреза — темно-серые алевролиты и аргиллиты, перемежающиеся с пластами темно-серых и серых известковистых песчаников и известково-глинистых сланцев. Местами в цементе пород кальцит замещается доломитом. По плоскостям напластований наблюдаются следы морской волноприбойной ряби, а также растительный детрит. Среди этих пород иногда появляются прослой углистых сланцев и отдельные линзы каменного угля, а также редкие линзообразные слои конгломератов. Выше по разрезу количество карбонатсодержащих пород сокращается вплоть до полного исчезновения их. Преобладающими породами становятся серые и темно-серые разнородные полимиктовые и аркозовые песчаники и алевролиты, чередующиеся с пачками темных глинистых и песчано-глинистых сланцев и аргиллитов. Довольно часто в песчаниках наблюдается грубообломочный материал, либо они замещаются линзовидными залежами и отдельными маломощными горизонтами конгломератов. Количество последних резко возрастает в самой верхней части разреза. Среди этих пород встречаются пачки углистых сланцев и пласты каменного угля различной степени углефикации. Имеются пласты углей рабочей мощности. В алевролитах и аргиллитах присутствуют довольно крупные стяжения сферосидерита, а в глинистых сланцах — рассеянные мелкие кубики пирита. Верхние

горизонты терригенной толщи обогащены значительным количеством туфоленного материала.

Мощность верхнепермских отложений непостоянна и колеблется в пределах от 1500 до 2500 м. В них найдены разнообразные органические остатки.

По данным А. И. Козлова (1941 г.), в Слободском участке верхнепермские отложения заключают следующие органические остатки. Из нижней части разреза Е. М. Люткевичем были определены остатки пелеципод *Netschalewia pallasii* (Vern.); *N. pallasii* (Vern.) var. *alta* Lutk., *N. tschernyschewi* Lutk., *N. oblonga* Golowk., *Anthraconua gigantea* Rag., *A. kemeroviensis* Fed., *Pleurophorus subcuneata* Meek. et Hayd., *P. costatus* Brown., *Cardita (Palaeocardita)* cf. *astartiformis* Lutk., *Taimyria taimyrensis* Lutk., *T. carinata* Lutk., *T. elegantula* Lutk. В верхней части разреза содержатся остатки следующих растений: *Callipteris* cf. *karskiani* Tschirk. et Zal., *Noeggerathiopsis aequalis* (Гоерп.), *N. aff. insignis* Radcz., *Leptophyllum actaeonelloides* (Gein.).

Идентичным составом характеризуются верхнепермские отложения в низовье р. Пясины. По данным Н. Н. Мутафи (1937, 1939, 1940), здесь имеется ряд рабочих пластов каменных углей, приуроченных к средней и верхней частям терригенной толщи мощностью 1800—2000 м.

Верхнепермские отложения известны также в бассейне среднего и верхнего течения р. Тарей. На участке верхнего течения этой реки верхняя пермь представлена толщей серых и темно-серых, средне- и мелкозернистых аркозовых песчаников с подчиненными прослоями темно-серых и черных глинистых и углисто-глинистых сланцев. Мощность толщи 1000 м. В нижней части толщи наблюдаются известковистые разновидности песчаников, а в ее верхней части — присутствуют пласты и линзы конгломератов, а также прослои углистых сланцев и пласты каменного угля. В районе среднего и отчасти нижнего течения р. Тарей сланцы находятся в равном соотношении с песчаниками. Количество же конгломератов и каменных углей резко сокращается и местами они полностью исчезают.

Такое же явление отмечается и в бассейне верхнего и среднего течения р. Верхней Таймыры. В более северных участках распространены разномзернистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и пластами каменного угля в верху разреза. В южных же участках преобладающими породами являются мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с незначительным количеством прослоев углистых сланцев, а пласты каменного угля отсутствуют.

В бассейне верхнего течения р. Нижней Таймыры и на западном побережье Таймырского озера верхнепермские породы слагают широкие полосы среди покровов вышележащей туфолавоваы толщи. Они представлены серыми и темно-серыми, толсто- и тонколитчатыми, средне- и мелкозернистыми кварцево-аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, перемежающимися с пачками темно-серых глинистых и песчано-глинистых сланцев и аргиллитов. Внизу толщи встречаются редкие остатки фауны пелеципод и гастропод. В верхней части разреза появляются тонкие пачки и прослои углистых сланцев с растительными отпечатками и пласты каменного угля. Мощность верхнепермских отложений 1000—1100 м.

Восточнее верхнепермские отложения непрерывно простираются по северному побережью Таймырского озера вплоть до р. Северной, впадающей в залив Яму-Байкура. В западной части этой территории нижняя половина верхнепермской толщи сложена разнозернистыми песчаниками, чередующимися с пачками и прослоями алевролитов, реже аргиллитов и глинистых сланцев. Для верхней же ее половины характерно частое переслаивание тонких пачек песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев и пластов каменного угля. Местами в самой верхней части толщи имеются линзовидные залежи и отдельные малоощные пласты конгломератов.

В восточной же части территории побережья низы разреза представлены в основном алевролитами с подчиненными пачками песчаников и аргиллитов и редкими пластами известняков. Последние заключают обильные остатки брахиопод, пелеципод и гастропод. Иногда в песчаниках встречаются мелкие хорошо окатанные гальки. Верхняя часть толщи образована пачками алевролитов и аргиллитов, чередующихся между собой.

В ней также имеются пласты песчаников, прослои углистых сланцев, тонкие пропластки и линзы каменного угля. Конгломераты присутствуют в виде линзовидных залежей среди аргиллитов, в самой верхней части разреза. Мощность верхнепермских отложений 1150—1250 м.

Ископаемые органические остатки были собраны Л. А. Чайкой в 1952 г. в районе северной части залива Яму-Байкура. Из нижней половины верхнепермской толщи М. В. Куликовым были определены следующие брахиоподы: *Chonetes brama* Fred., *Linoproductus framiformis* Lich., *L. cf. lutkevitschi* Step., *L. konincki* Keys., *L. aagardi* Toula, *Cleiothyridina capillata* Waag. var. *sibirica* Einor., *Cl. cf. girardi* Dien., *Spirifer subfasciger* Lich., *Sp. kulojensis* Netsch., *Sp. cf. keyserlingi* Lich., *Sp. cf. laguseni* Netsch., *Camarophoria cf. kulojensis* Netsch., *Rhynchopora variabilis* Stuck. и др. Из этих же отложений Е. М. Люткевичем установлены остатки пелеципод *Pecten cf. hiemalis* Salt., *Parallelodon* sp. indet., а из гастропод *Pleurotomaria*.

Из верхней половины разреза Н. А. Шведовым определены остатки растений *Paracalamites goppertii* Radcz., *Pecopteris anthriscifolia* (Гоерр.), *Noeggerathiopsis aequalis* (Гоерр.), *N. candalepensis* Zal., *N. angustifolia* Neub., *N. cf. insignis* Radcz.

К востоку от залива Яму-Байкура верхнепермские отложения исчезают. Они вновь появляются лишь в пределах юго-восточной окраины гор Бырранга и на возвышенностях Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас, где слагают небольшие участки.

Более полные разрезы верхнепермских отложений установлены Ф. И. Ивановым (1952 г.) в районе верховьев рек Подкаменной Тунгуски и Чернохребетной, а также Т. П. Кочетковым (1943—1944 гг.) и И. М. Мигаем (1952) на участке мыса Цветкова на побережье моря Лаптевых. Здесь, по их данным, отложения верхней перми представлены темно-серыми и серыми, средне- и мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами. В верховье р. Подкаменной Тунгуски глинистые породы средней части разреза заключают остатки брахиопод и пелеципод. В этой же части разреза на мысе Цветкова наблюдается горизонт глинистых органогенных известняков, перекрытых пачкой аргиллитов с прослоями и отдельными стяжениями сидеритизированных пород. В верху разреза нередко содержится обугленный

растительный детрит, а на мысе Цветкова среди песчаников и алевролитов имеются тонкие прослои и нерабочие пласты каменного угля. Мощность верхнепермских отложений колеблется в пределах 1000—1250 м.

По определениям Д. Л. Степанова, в ископаемой фауне, собранной из нижней половины разреза верхнепермских отложений мыса Цветкова, присутствуют следующие виды брахиопод: *Linoproductus aagardi* Toula var. *rugosa* Lich., *L. loveni* Wiman, *L. cf. curvatus* Tolm., *Waagenconcha* aff. *purdoni* Dav., *Spirifer nitiensis* Dien. var. *kim-sari* Bion., *Sp. subfasciger* Lich., *Martinia remota* Chao, *Rhynchopora lolajensis* Tolm. *Dielasma borealis* Fred. и др.

Е. М. Люткевичем из этих же отложений определены пелециподы *Pecten (Pseudomusium) sericens* (Vern.), *P. (Pseudomusium) ex gr. pussilus* (Schloth.), *Nuculana speluncaria* Celn, *Aphanaia (Kolymia)* sp. nov. Из верхней половины разреза Н. А. Шведовым определены следующие растительные остатки: *Noeggerathiopsis aequalis* (Гоерр.), *N. cf. angustifolia* Neub.

По данным В. А. Виноградова, на возвышенностях Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас верхнепермские отложения начинаются с 200-метровой пачки серых массивных известковистых песчаников, содержащих обильные остатки брахиопод.

Из этих пород В. И. Устрицким были установлены формы *Linoproductus* ex gr. *cora* Orb., *L. cf. kuliki* Fred., *Sp. cf. subfasciger* Lich. и др. Вверх по разрезу известковистые песчаники сменяются песчаниками и алевролитами, вверху разреза появляются пласты аргиллитов. Эти породы также заключают остатки брахиопод *Chonetes* ex gr. *capitolinus* Taulia, *Linoproductus cf. kuliki* Fred., *Rhynchopora lobajensis* Tolm., *Spirifer grewingki* Netsch, *Sp. ex gr. subfasciger* Lich., *Athyris* ex gr. *royssiana* Reys. (определения В. И. Устрицкого); пелеципод *Procopievskia parva* Khalf., *Pecten (Pseudomusium) engelhardti* (Ether et Dun), *Netschajewia pallosi* var. *alta* Lutk. и др. (определения Е. М. Люткевича). Эта фауна указывает на казанский ярус. Мощность отложений 700—800 м.

Описанные породы сменяются толщей серых и темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 700—800 м. Вверху толщи присутствуют прослои каменного угля. Из органических остатков обнаружены лишь отпечатки растений *Paracalamites* sp. и *Noeggerathiopsis* sp.

Общая мощность верхнепермских отложений 1400—1600 м. Соотношения их с нижнепермскими породами и перекрывающими вулканогенными образованиями траппового комплекса остались невыясненными из-за отсутствия обнажений в зонах контактов.

ЕНИСЕЙСКО-ЛЕНСКИЙ ПРОГИБ

Пермские отложения в пределах Енисейско-Ленского прогиба вскрыты многочисленными скважинами в районах Нордвика, Тигяно-Анабарской антиклинали и в бухте Сындаско. Выходы же пермских пород на дневную поверхность известны к западу от Хатангского залива в отдельных горстовых поднятиях (сопка Балахна, возвышенности Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас), а также в сводах антиклинальных структур.

В прогибе представлены оба отдела пермской системы, причем, по видимому, всеми их ярусами, хотя ярусное расчленение пермских отло-

жений здесь еще не сделано. Не исключено, что самые нижние горизонты терригенной толщи относятся к верхнему карбону. Граница этих двух систем остается еще недостаточно определенной. Точно так же нуждается в уточнении верхняя граница перми. В соответствии с решениями Всесоюзного стратиграфического совещания, состоявшегося в 1956 г., верхняя граница перми проводится по подошве эффузивно-туфогенной свиты, хотя некоторые исследователи склонны эту последнюю помещать частично в верхнюю пермь.

Мощность пермских отложений в Енисейско-Ленском прогибе изменяется от 2100 м в его южной части до 5000 м по направлению на север и значительно возрастает по мере приближения к Таймырской складчатой области.

Впервые пермские отложения в Енисейско-Ленском прогибе были обнаружены Т. М. Емельянцевым (1939) на сопке Балахна и возвышенности Киряка-Тас в 1936 г. и отнесены вместе с вышележащими вулканогенными породами к так называемой тунгусской серии (карбон—пермь). В дальнейшем пермские отложения были вскрыты скважинами на мысе Илья, на сопке Кожевникова, на структуре Нордвик и на Тигяно-Анабарской антиклинали. В 1949 г. Ф. И. Иванов наблюдал выходы пермских пород на возвышенности Тулай-Киряка-Тас (плато Красовского). Наиболее детально пермские отложения были изучены на возвышенностях Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас В. А. Виноградовым и В. Н. Харьковым (1955 г.). Характеристика пермских отложений Нордвикского района дана в обобщающей работе М. К. Калинин и Т. М. Емельянцева (1955), их литология освещена в работе М. К. Калинин и И. С. Грамберга (1954 г.).

Пермские отложения в южной части впадины, вскрытые скважиной в бухте Сындаско, описаны П. С. Вороновым. П. С. Воронов и В. А. Черепанов дали описание также пермских пород, слагающих сопку Балахну и южный край возвышенности Киряка-Тас.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

М. К. Калинин выделяет в нижнем отделе перми Анабаро-Хатангского междуречья две свиты: тустахскую и нижнекожевниковскую, или подъяльинскую.

Тустахская свита сложена чередующимися пластами аргиллитов, алевролитов и песчаников с растительными остатками; на п-ове Юрюнг-Тумус она включает пропластки угля. В этой свите устанавливается отчетливая ритмичность в осадконакоплении; насчитывается до 19 ритмов. Нижние ритмы характеризуются равномерным соотношением глинистых и песчаных пород, в средних преобладают глинистые, а в верхних, наоборот, песчаные осадки.

Мощность тустахской свиты на п-ове Юрюнг-Тумус 892 м.

На Тигяно-Анабарской антиклинали и на Ильино-Кожевниковском участке по свите пройдено 662 м, но подошва ее не достигнута. В бухте Сындаско скважина в тустахскую свиту углубилась на 1120 м и не дошла до ее подошвы. Из общей мощности свиты 457 м приходится на интрузивные тела.

В верхних 180 м разреза тустахской свиты обнаружены фораминиферы *Saccamina arctica* Gerke, *Ammodiscus* ex gr. *semiconstrictus* Wat., *Hyperammina borealis* Gerke, *Waylandella syndascoensis* Lev. Из этих же отложений определены остатки листьев *Noeggerathiopsis*

derzavini Neub. Спорово-пыльцевой комплекс, по заключению А. Ф. Дибнер, имеет нижнепермский облик. М. К. Калинин условно отнес тустахскую свиту к низам нижней перми — сакмарскому ярусу.

Выше лежит нижнекожевниковская (по Т. П. Кочеткову, подъяльинская) свита, сложенная темно-серыми аргиллитами и алевролитами, чередующимися с мелкозернистыми песчаниками. Глинистые пачки приурочены к нижней и средней частям свиты, песчаные располагаются над ними, составляя вместе с первыми два крупных ритма. Мощность свиты от 303 м на Тигяно-Анабарской антиклинали до 260 м в бухте Сындаско. Находки остатков организмов очень редки. В нижней части свиты встречена *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. В нижней глинистой пачке обнаружен горизонт песчаных фораминифер, по заключению А. А. Герке, верхнеартинского или нижнекунгурского возраста, и в верхней — горизонт гладких фрондикулярий верхнекунгурского возраста. Горизонт песчаных фораминифер включает *Saccamina arctica* Gerke, *Hyperamina borealis* Gerke, *Hyperaminoides proteus* CUSH. et Wat. В горизонте гладких фрондикулярий много *Frondicularia inflata* Gerke, *F. hemiinflata* Gerke, *Cornuspira megasphaerica* Gerke.

Споры и пыльца изучались А. Ф. Дибнер. Отличаясь от комплекса тустахской свиты преобладанием спор папоротникообразных с шиповатой экзиной, они все же типичны для нижней перми.

В северной части Енисейско-Хатангской впадины мощность нижнепермских отложений увеличивается до 2100—3500 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

По мнению М. К. Калинин, на Анабаро-Хатангском междуречье верхний отдел перми начинается с верхнекожевниковской свиты, состоящей из чередующихся слоев аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. В нижней части свиты преобладают глинистые осадки, в верхней — песчаные. Очень широко в породах свиты развиты подводно-оползневые деформации и внутриформационные брекчии. Мощность свиты 270—460 м. Свита охарактеризована остатками пелеципод типа, описанного из соответствующих отложений Западного Таймыра. Е. М. Люткевич и О. В. Лобанова определили следующие три формы: *Solenopsis parvulus* Netsch., *Nuculana* cf. *kasanensis* Ver n., *Anthraconauta* sp. (близкая к *A. anthracomyoides* Fed.). Эта фауна указывает на казанский возраст свиты.

Фораминиферы, изучавшиеся А. А. Герке, приурочены к трем фаунистическим горизонтам. В нижней части свиты расположен горизонт разнообразных фораминифер, свойственный казанскому ярусу Русской равнины и цехштейну Германии: *Cornuspira* ex gr. *kinkelini* Spand., *Orthovirtella protea* CUSH. et Wat., *Nodosaria cuspidatula* Gerke, *N. elabugae* Tchern., *N. krotovi* Tchern., *Frondicularia psedotriangularis* Gerke. Выше находится горизонт крупных саккаммин и мелких фрондикулярий с *Pseudoglandulina pygmaea* Mikl.-Makl. var. *subera* Gerke, *Frondicularis mica* var. *reliqua*, а еще выше горизонт крупных саккаммин с *Saccamina parvula* Gerke и обедненной микрофауной, не дающих точных указаний о возрасте.

В верхней части свиты найдены верхнепермские растительные остатки *Phyllothea equisetitoides* Schm., *Annularia lanceolata* Radcz., *Noeggerathiopsis* cf. *insignis* Radz. (определение М. Ф. Нейбупр). Верхнепермский облик имеют и изучавшиеся А. Ф. Дибнер спорово-

пыльцевые комплексы, содержащие свойственные верхней перми формы *Leiotriletes nigrans* Naum., *Acanthotriletes spinosellus* Naum., *Monoptycha magna* Naum., *Lubemella regulifera* Lub., *Dictyotriletes angulosus* Naum.

В северной части Енисейско-Хатангской впадины верхнекожевниковская свита, по мнению М. К. Калинин и Т. М. Емельянцева, соответствует верхней части промежуточной толщи и верхней угленосной толще, выделенным И. М. Мигаем (1952) в районе мыса Цветкова.

К татарскому ярусу должна относиться также мисайлапская свита, развитая на Южно-Тигянской и Ильино-Кожевниковской площадях, но отсутствующая вследствие размыва пород перед началом отложения морских осадков триаса на своде Тигяно-Анабарской антиклинали и в Нордвигской структуре, а также, по-видимому, в бухте Сындаско. Свита сложена в основании конгломератами, содержащими гальку диабазов, выше темными зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с примесью туфогенного материала и с прослоями песчаников. Мощность свиты в связи с последующим размывом сильно варьирует, но не превышает 100—108 м.

Возраст мисайлапской свиты определяется, по заключению Е. М. Люткевича, присутствием в ней свойственных татарскому ярусу пресноводных антракозид *Palaeonodonta castor* Eichw., *Palaeomutella subparallela* Amal., филлопод *Estheria trapezoidalis* Netsch., *E. elongata* Netsch. и др. и остракод *Darwinula fragilis* Schm. var. *minima* Lev., *D. tolmachovi* Spizh. subsp. *proclivis* Lev.; среди растительных остатков — *Phyllothea squisetitoides* Schm (?), *Samaropsis kotschekovii* Neub. и др. Спорово-пыльцевой комплекс в мисайлапской свите также верхнепермского облика. Как указывает А. Ф. Дибнер, в составе комплекса присутствуют *Leiotriletes glaber* Naum., *Circella rotata* Lub., *Protopinus lepidus* Waltz., *Pseudopicea sublevis* Lub. и др., отвечающие комплексу верхней части ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна.

Аналоги мисайлапской свиты на севере Енисейско-Ленского прогиба неизвестны. М. К. Калинин и Т. М. Емельянец видят их в эффузивно-туфовой свите, но поскольку вулканогенные породы имеются и в верхах угленосной свиты, возможно сопоставление мисайлапской свиты с верхней частью этой последней. Допустимо также предположение о том, что на севере прогиба мисайлапская свита оказалась целиком уничтоженной в результате складчатости и размыва, имевших место перед отложением эффузивно-туфовой свиты.

Пермские отложения, вероятно, распространены на всей площади Енисейско-Ленского прогиба, хотя на территории Усть-Енисейской впадины они еще пока не достигнуты буровыми скважинами. В северной части впадины, включая район сопки Балахны, пермские отложения интенсивно дислоцированы, метаморфизованы; на юге впадины они приобретают платформенный характер.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Заполярная часть

В заполярной части Сибирской платформы пермские отложения обнажаются преимущественно в окраинных частях Тунгусской синеклизы, в частности в Норильской мульде — вдоль границ площади развития вулканогенных образований (туфовой толщи) и лав раннемезо-

зойского возраста. Представлены они в большинстве районов обоими отделами перми, которые сложены лагунно-континентальными и континентальными (угленосными) осадками. Общая мощность пермских отложений в этих районах составляет 400—500 м.

Наиболее полно к настоящему времени изучены пермские отложения в Норильском районе. Здесь на месторождениях Кайеркан, Надежда, Рудная, гора Шмидта, р. Имангда, р. Фокина и др. в течение уже многих лет ведутся Норильским комбинатом поисковые и разведочные работы на уголь, что дало возможность подробно изучить разрез этих отложений. В изучении стратиграфии пермских отложений Норильского района принимали участие Ю. А. Спейт, Г. И. Комаров, А. Е. Воронцов, Г. Г. Моор, П. Савенко, Д. Браженко, Ю. М. Шейнманн, В. Сливко, Э. Н. Кара-Мурза, Г. П. Радченко, Н. А. Шведов, Е. М. Люткевич, Н. Н. Урванцев, В. В. Хахлов и др. Последний на основе своих многолетних фитостратиграфических исследований разработал наиболее детальную схему стратиграфического расчленения угленосной толщи Норильского района, выделив здесь в составе перми три «толщи». В 1955 г. Н. Н. Урванцев предложил для них собственные названия и возвел их в ранг свит. Новое расчленение угленосной толщи Норильского района было принято Всесоюзным стратиграфическим совещанием 1956 г. в качестве унифицированного для данного района.

В районах, расположенных к востоку от Норильского — в бассейне верхнего течения рек Хеты, Котуя, Меймечи и Попигая, а также в районе озер Лама, Хантайского и Кета, — пермские отложения распространены сравнительно широко, но на большей части площади, так же как в Норильском районе, перекрыты вулканогенными образованиями триаса. В изучении пермских отложений этих районов принимал участие большой коллектив геологов.

Наиболее важными являются исследования Г. Г. Моора, А. А. Кордикова и П. Н. Кабанова, П. П. Бенгхена и З. К. Корольковой, В. Н. Кузнецова, Ф. Г. Маркова, И. Е. Ширяева, И. С. Грамберга и Н. А. Шведова.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Норильском районе нижнепермские отложения выделяются в шмидтинскую свиту, представляющую главную продуктивную свиту. Она залегает согласно на руднинской свите и сложена преимущественно кварцево-аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, углистых сланцев и несколькими пластами угля рабочей мощности. Характеризуется шмидтинская свита сильной фациальной изменчивостью. В основании и в верхней части ее (иногда и в средней) наблюдаются прослой и линзы конгломерата. Отделяется от вышележащей свиты также конгломератами. Количество угольных пластов рабочей мощности меняется от участка к участку — от 2—3 до 6 пластов. Мощность шмидтинской свиты от 100 до 135 м.

Найденные остатки пелеципод определены В. А. Хахловым *Anthracomya obliqua* Ch a s h l., *A. porrecta* Ch a s h l., *A. lata* Ch a s h l., *Posidonomya* sp. и др. и Е. М. Люткевичем *Palaeomytella* (?) *concinna* (Jones), *P. tomiensis* (R a g), *Najadites* aff. *rhom bifera* Lutk. и др. Многочисленные растительные остатки изучались Г. П. Радченко, В. А. Хахловым и Н. А. Шведовым. Из них наиболее характерными для данной свиты являются следующие формы: *Annularia* (?) *planifolia*

Radcz., A. (?) *neuburgiana* Radcz., *Paracalamites vicinalis* Radcz., *Prynadaeopteris tunguscana* (Schm.), *Zamiopteris schmalhauseri* Sch wed., *Z. longifolia* Sch wed., *Z. linearis* Chachl., *Noeggerathiopsis tebenjkovi* Sch wed., *N. derzavini* Neub., *N. ex gr. theodori* Zal. et Tschirk., *N. krichtofovichi* Radcz., *N. kuznetskiensia* Gorel., *Crassinervia kuznetskiana* (Chachl.), *Nephropsis integerrima* (Schm.), *Cordeicarpus* Radcz., *C. aff. medioformis* Radcz., *Cassispermum trapeziformum* Radcz., *C. quadratum* Taras., *Samaropsis gigantea* Chachl.

Шмидтинская свита по флоре большинством исследователей сопоставляется с верхнебалахонской свитой Кузнецкого бассейна или с ефремовской и убойненской свитами Западного Таймыра. Следует, однако, отметить, что в составе характеризующего ее растительного комплекса имеются формы *Noeggerathiopsis kuznetskiensia* Gorel., *Cordeicarpus* aff. *medioformis* Radcz., *Cassispermum quadratum* Taras., которые в Кузнецком бассейне встречаются совместно с многими доживающими элементами позднебалахонской флоры в нижней части кузнецкой свиты. В связи с этим весьма вероятно предположение о том, что шмидтинская свита соответствует не только верхнебалахонской свите Кузнецкого бассейна, но охватывает также и часть кузнецкой свиты.

Насколько можно судить по сделанным определениям растительных остатков, аналогичные шмидтинской свиты достаточно широко распространены к юго-востоку от собственно Норильского района, в бассейнах рек Хантайки, Кулюмбэ, Горбиячина и Курейки, а также и к востоку от него — по рекам Хете, Маймечи, Котую и Попигаю.

На р. Кулюмбэ мощность толщи, охарактеризованной остатками растений «верхнебалахонского типа», составляет, по данным Е. П. Маркова, 200 м. Примерно такого же порядка ее мощность и на реках Хантайке и Горбиячине. При определении здесь мощности этой свиты были использованы последние заключения по флоре, сделанные Н. Г. Вербицкой, Г. П. Радченко, В. А. Хахловым.

На р. Курейке мощность толщи, сопоставляемой со шмидтинской свитой, увеличивается до 250—300 м.

Во всех перечисленных разрезах характеризуемая толща залегает на угленосном карбоне и является продуктивной, т. е. заключает ряд пластов угля рабочей мощности, местами графита (реки Курейка, Бахта и др.). В большинстве случаев угольные пласты имеют простое строение и среднюю мощность.

В районе верхнего течения р. Хеты и правых ее притоков нижнепермские отложения залегают, по данным Г. Г. Моора, А. А. Кордикова и П. Н. Кабанова (1941), на размытой поверхности верхнедевонских известняков. Они представлены в низах главным образом аркозовыми, средне- и крупнозернистыми песчаниками с пачками алевролитов и аргиллитов, которым подчинены редкие линзы и пропластки угля. Верхняя часть толщи сложена преимущественно полимиктовыми песчаниками с примесью туфогенного материала и туфопесчаниками; прослойки и линзы аргиллитов и каменного угля в этой части толщи редки. Общая мощность толщи 350—400 м.

По заключению А. А. Любер, изучившей комплексы спор и пыльцы из разных горизонтов данной толщи, все они могут быть сопоставлены с теми комплексами, которые свойственны верхнебалахонской свите — *Spinoseella rectispina* Lub., *S. obtusosetosa* Lub., *Circella rotata* Lub., *Nigritella nigritella* Lub.

По данным спорово-пыльцевых комплексов установлено распространение аналогов шмидтинской свиты на междуречье рек Маймечи и Котуя.

В бассейне нижнего течения р. Котуя к нижней перми, по заключению Н. А. Шведова (1953), должна относиться подугленосная подсвета продуктивной свиты, залегающая на частично размытых отложениях верхнего силура (?) и представленная преимущественно кварцево-полевошпатовыми мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов и углистых сланцев. Мощность 80—200 м. Из отложений этой подсветы определены плохие и редкие остатки растений *Noeggerathiopsis* ex gr. *theodori* Zal. et Tschirk. Д. М. Федотовым из верхов подсветы определены солонатоводные пеллециподы нижнепермского облика *Allorisma kajakensis* Fed. А. А. Любер, В. П. Морозовой и О. П. Ярошенко изучены из этой подсветы спорово-пыльцевые комплексы, характерные для нижней перми Сибири, — *Azonialetes retroflexum* Lub. и др.

В среднем течении р. Попигая, по И. Е. Ширяеву, на известняках и доломитах кембрия (?) с угловым несогласием залегают толща песков с линзообразными прослоями песчаников, глин и угля. По данным С. Н. Наумовой, эта толща включает типичный нижнепермский комплекс спор и пыльцы: *Acanthotriletes rectispinus* (Lub.) Naum., *Platysaccus minor* (Lub.) Naum., *Monoptycha retroflexa* (Lub.) Naum. и др.

Мощность толщи 300—350 м (?). Она пронизана секущими и пластеобразными интрузиями траппов и залегают почти горизонтально.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В Норильском районе к верхней перми относятся две свиты — кайерканская и амбарнинская.

Кайерканская свита залегают с размывом на шмидтинской свите и с размывом же перекрывается амбарнинской свитой. Мощность кайерканской свиты всего 60—75 м. В ее составе преобладают аркозовые и полимиктовые, грубозернистые и среднезернистые песчаники с галькой кремнистых и кварцитовидных пород, заключающие прослои и линзы аргиллитов и конгломератов, а также пласты угля рабочей мощности (3—5 пластов).

Кайерканская свита очень богата растительными остатками, среди которых Г. П. Радченко и В. А. Хахлов определили следующие характерные верхнепермские формы: *Prynadaeopteris anhriscifolia* (Goerr.) Radcz., *Phyllothea polcaschtensis* Chachl., *Annularia batchatensis* (Chachl.) Radcz., *Callipteris portentosa* Chachl., *Comia kajerkanensis* (Chachl.), *Glottophyllum karpovi* Radcz., *G. elongatum* Radcz., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goerr.) Zal., *N. candalepensis* Zal., *N. concinna* Radcz. и др.

Д. Ф. Масленников определил среди остатков пеллеципод из этой свиты *Anthraconauta kajerkanensis* Masl., весьма близкую к *A. pseudophillipsis* Fed. из ильинской и ерунаковской свит Кузнецкого бассейна. Е. М. Люткевич определил из кайерканской свиты следующие формы пеллеципод: *Anthraconauta obliqua* Khalif., *A. simplex* Khalif., *A. lata* Khalif., *A. fedotovi* Khalif., *Palaeomutella* (?) *concinna* Jones, *Najadites* aff. *rhombifera* Lutk. и др. Четыре первые формы характеризуют в Кузнецком бассейне ильинскую и низы ерунаковской свиты.

Приведенный выше комплекс растительных форм в своей совокупности является характерным для ильинской свиты и самых низов ерунаковской свиты.

Амбарнинская свита, как уже указывалось, налегает на кайерканскую с размывом. Свита сложена аргиллитами и туфогенными песчаниками, лишенными каких-либо органических остатков и не заключает пластов угля. Мощность ее около 35 м. Она непосредственно подстилает эффузивно-лавовый комплекс трапповой формации, и, по-видимому, относится не к верхам перми, а к низам триасовой системы. В настоящее время ее в достаточной мере условно относят к самым верхам пермской системы.

Юго-восточнее Норильского района верхнепермские отложения представлены почти всеми своими горизонтами, кроме самых верхних. На реках Кулюмбэ и Горбиячине в разрезах, составленных в последнее время Е. П. Марковым и Б. Б. Мариенгофом, над нижнепермской толщей, охарактеризованной «верхнебалахонским растительным комплексом», выделяется безугольная свита мощностью до 200 м, сложенная глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями и линзами конгломерата. Среди немногочисленных растительных остатков из верхней части этой свиты Г. П. Радченко определены характерные для верхней части кузнецкой свиты Кузнецкого бассейна виды растений¹: *Noeggerathiopsis candaleppensis* Zal., *N. kuznetskiensis* Gogel., *N. radczenkoi* Gogel., *N. concinna* Radcz., *Crassinervia iljinskiensis* Gogel. и др. В вышележащей продуктивной толще мощностью свыше 350 м Н. Г. Вербицкой и Г. П. Радченко определен обычный для ильинской и низов ерунаковской свит Кузнецкого бассейна комплекс растительных остатков.

В бассейне верхнего течения р. Хеты на нижнепермской продуктивной толще согласно залегает туфовая толща, связанная с первой постепенным переходом. В толще этой туфы и туффиты чередуются с мало-мощными пластами туфопесчаников, песчаников, туфосланцев и аргиллитов с пластами угля. Мощность туфовой толщи, по данным Г. Г. Моора, А. А. Кордикова и П. Н. Кабанова, достигает 300—400 м.

В низах туфовой толщи А. А. Любер определила комплекс спор и пыльцы, характерный, по ее мнению, для низов верхней перми (преобладание спор *Spinoseella rectispina* Lub., в меньшем количестве *Circella rotata* Lub., *C. stenolimbata* Lub., *Subsaculifer retroflexus* и др.). В верхней части толщи найдены плохой сохранности растительные остатки; среди них В. Д. Принада определил *Sphenopteris* sp. и *Cladophlebis* sp., напоминающие формы из нижнетриасовых отложений (жорунчанская свита) р. Нижней Тунгуски. Возможно, что в бассейне р. Хеты имеется полный разрез верхнепермских отложений, которые постепенно сменяются нижнетриасовыми осадками.

Характерно, что в туфовой толще преобладают гумусово-сапропелевые угли, что свойственно самым верхним горизонтам пермской толщи на р. Нижней Тунгуске.

В бассейне нижнего течения р. Котуя, по данным П. П. Бентхена, З. К. Королькова, И. Н. Евстифеева и Ф. Г. Маркова, на нижнепермской подугленосной подсвите продуктивной свиты согласно залегает угленосная подсвита той же свиты, связанная с первой постепенным переходом. Нижняя часть подсвиты сложена мелко- и среднезерни-

¹ По новейшим данным С. Г. Гореловой и Г. П. Радченко, кузнецкая свита в Кузнецком бассейне должна по флоре целиком относиться к верхней перми.

стыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками. Выше песчаники становятся более тонкозернистыми и чередуются с алевролитами и аргиллитами; в верхней части подсвиты появляется значительное число прослоев углистых аргиллитов и пропластков гумусового угля. Здесь же наблюдается один горизонт конгломерата, нередко переходящего по простирацию в песчаники. В песчаниках и алевролитах верхней части подсвиты отмечается заметная примесь туфогенного материала. Мощность угленосной подсвиты 150—220 м.

В верхней части подсвиты обнаружены многочисленные пеллециподы *Anthracomya kotujensis* Fed. (определения Д. М. Федотова). Из различных горизонтов подсвиты М. Ф. Нейбург определила *Annularia* sp., *Schizoneura* sp., *Noeggerathiopsis* cf. *aequalis* (Гоерр.) Z al., *N.* cf. *candalepensis* Z al., *N. angustifolia* Neub., *Petcheria* sp. и др. Данный комплекс является характерным для верхней перми в целом, без уточнения положения этих слоев в ее пределах.

Это подтверждается нахождением в верхней части подсвиты спорово-пыльцевых комплексов, изученных Э. Н. Кара-Мурза. В них преобладают споры группы *Monoletes* и *Aletes* (*Azonotriletes nigrifellus* Lub., *A. microrugosus* f. *minor* Lub., *A. nigro tuberculatus* Lub. и др. Преобладают споры с шагреневой и мелкоизвилистой экзиной. Сетчатые споры единичны. Пыльца хвойных, саговых и гинкговых встречается в единичных случаях. Э. Н. Кара-Мурза считает данный комплекс характерным для самых верхов (?) перми.

Выше залегает туфолавовая толща мощностью 50—200 м, сложенная в низах переслаивающимися туфогенными и нормальными осадочными породами, а в верхах лавами с туфогенными прослоями. В отложениях низов свиты обнаружены споры и пыльца, которые, по заключению А. П. Морозова и О. П. Ярошенко, характерны для верхней перми.

На р. Попигае верхняя пермь представлена морскими осадками — кварцево-полевошпатовыми песками с линзами песчаников, мергелистых известняков, глинистых сланцев, угля и конгломератов. Из этой толщи мощностью до 250 м Л. Д. Кипарисова определила *Belerophonitidae*, скорее верхнепермского облика, и *Schizodus* (?). Среди фораминифер А. А. Герке определил: *Saccamina arctica* Gerke, *S. parvula* Gerke, *Hyperammia borealis* Gerke, *Fronicularia planilata* Gerke и др. Этот комплекс форм скорее может указывать на верхи нижней или низы верхней перми. Е. М. Люткевич определил из этой же свиты *Anthraconauta anthracomyoides* Fed. и *A.* cf. *wardioides* Fed. Последние характерны для кузнецкой свиты в Кузнецком бассейне, которую по новым данным следует относить к низам верхней перми.

Описанная толща, по-видимому, должна относиться к низам верхней перми, чему не противоречит и найденная в них флора.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Предполярная часть

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Пермские отложения на западе Сибирской платформы широко распространены. Они почти непрерывно протягиваются вдоль всего правобережья р. Енисея, начиная от р. Подкаменной Тунгуски на юге до Норильского плато и г. Караелака на севере.

Наиболее полно отложения пермской системы представлены по р. Нижней Тунгуске. Подстилаются они отложениями девона и перекрываются туфогенными образованиями нижнего триаса. Общая их мощность достигает 1000—2500 м. Первоначально пермские отложения были изучены Л. М. Шороховым и В. П. Тебеньковым (1938, 1941), а позднее сотрудниками ВАГТа (Н. В. Дреновым, Д. Степановым и др.), а также Е. С. Рассказовой (1958), И. К. Яковлевым и Н. Г. Вербицкой и др. Пермские отложения бассейна р. Нижней Тунгуски разделяются на четыре свиты (снизу вверх): бургуклинскую (угленосную), ногинскую (безугольную), пеляткинскую и дегалинскую (угленосные). Нижняя свита относится к нижнему отделу перми, а верхние три свиты — к верхнему отделу. В основу этой схемы расчленения положена схема Г. П. Радченко и Н. А. Шведова (1940), разработанная на основании изучения флоры с р. Нижней Тунгуски и сопоставления ее с флорой Кузнецкого бассейна.

По всей западной окраине Сибирской платформы угленосные отложения перми пронизаны дайками, штоками, пластообразными и полого-секущими телами траппов, которые оказали более или менее сильное контактовое воздействие на вмещающие породы. С контактовым воздействием на угольные пласты, в частности, связано образование графитов и другие изменения углей, наблюдаемые на отдельных месторождениях.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Бургуклинская свита была выделена Г. П. Радченко и Н. А. Шведовым (1940). Она широко распространена и отмечается в разрезах пермской толщи по всем известным пересечениям — по рекам Подкаменной Тунгуске, Бахте, Сухой Тунгуске, Фатьянихе, Нижней Тунгуске, Курейке, Горбиячину; аналоги ее известны на Норильском месторождении угля. Отложения бургуклинской свиты залегают на различных горизонтах верхнего, среднего и нижнего карбона, девона и силура.

По р. Нижней Тунгуске выходы пород бургуклинской свиты прослеживаются отдельными обнажениями от р. Северной на западе до так называемого Большого порога, а затем они скрываются под более молодые отложения и вновь выходят на поверхность на участках Анакитского и Ногинского месторождений угля и графита. По литологическим признакам эта свита может быть разделена на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

На западе, по рекам Северной и Летней, характеризуемая часть разреза представлена переслаивающимися темно-серыми глинистыми сланцами с тонкоплитчатыми мелко- и тонкозернистыми серыми песчаниками полимиктового состава, черными углистыми сланцами и аргиллитами. В основании подсвиты здесь залегает пачка косослоистых песчаников с обломками известняков, линзами и прослоями тонкослоистых углей и конгломератов, с хорошо окатанной кварцевой галькой. Отложения нижней подсвиты постепенно переходят в вышележащие породы средней подсвиты, богато охарактеризованные флорой.

Средняя подсвита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, чередующимися с пластами и пропластками каменного угля, углистых аргиллитов, графитов, графитизированных сланцев с линзовидными прослоями и караваеобразными включениями пелитоморфных

известняков. Песчаники в средней подсвите преимущественно мелко- и тонкозернистые кварцево-полевошпатового и реже полимиктового состава. Среднезернистые разновидности песчаников редки, а крупнозернистые песчаники по р. Нижней Тунгуске почти не встречаются. Среди пород часты известковистые разновидности. Текстура пород чаще слоистая, косая и горизонтальная, преимущественно тонкая. Изредка встречаются неслоистые, комковатые аргиллиты и алевролиты со скорлуповатой отдельностью. Пласты угля в основном простого строения и сравнительно небольшой мощности. Все наиболее мощные пласты имеют, как правило, сложное строение. Они обычно состоят из двух-трех пачек угля, разделенных пустыми прослоями. Общее количество пластов в разрезе нижней подсвиты по р. Нижней Тунгуске достигает 10, а мощность их от 0,15 до 6 м. Угли тонкослоистые, преимущественно полуматовые с подчиненными прослоями полублестящих разновидностей. В породах средней подсвиты много растительных остатков — обрывков листьев, стеблей и реже корневых систем.

Среди остатков листьев определены следующие формы: *Annularia* (?) *neuburgiana* Radcz., *Koretrophyllites setosus* Radcz., *Sphenopteris batschatensis* Zal., *Paracalamites vicinalis* Radcz., *Noeggerathopsis derzavini* Neub., *N. tebenjikovi* Schv., *Crassinervia oblongifolia* Radcz., *C. tunguscana* Schv., *Phyllopitys Heerii* (Schm.) Zal., *Nephropsis integerrima* (Schm.) Zal., *Zamiopteris longifolia* Schv.

Е. С. Рассказова (1955) указывает из этих отложений также *Noeggerathopsis* cf. *Theodori* Tschirk., *Zamiopteris glossopteroides* Schmalh., *Nephropsis rhomboidea* Neub., *N. integerrima* (Schm.) Zal., *Bardocarpus depressus* (Schm.) Neub., *Crassinervia tunguscana* Schved.

В Кузнецком бассейне, по заключению Г. П. Радченко, все перечисленные формы характеризуют ишановскую, кемеровскую и устьскую подсвиты верхнебалахонской свиты, относящейся по схеме 1954 г. к нижней перми.

На границе между средней и верхней подсвитами на участках Анакитского и Ногинских месторождений угля и графита залегает пачка среднезернистых песчаников со спорадическими включениями гальки белого кварца и линзами конгломерата.

Верхняя подсвита представлена частым переслаиванием темно-серых, серых и зеленовато-серых, тонко- и мелкозернистых песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями аргиллитов, углистых аргиллитов и графитизированных сланцев. Породы преимущественно кварцевые и кварцево-полевошпатовые с глинистым и известковым цементом. Известняки отсутствуют; пропластки угля редки и небольшой мощности. Определимые остатки растений немногочисленны. Породы слоистые, на поверхностях наслаения нередко отмечаются знаки ряби, следы жизнедеятельности илоядных животных и отпечатки капель дождя.

В. П. Тебеньковым в осypi пород верхней подсвиты был найден отпечаток рыбы, определенный Л. С. Бергом как *Acrolepis macrophenia* Berg., близкий к роду *Acropholia*, установленному Г. Альдингером из нижнепермских слоев Восточной Гренландии.

В 1957 г. из жерна скв. № 3 на р. Средней Пелятке в 3 км от устья И. К. Яковлев отобрал остатки пеллеципод, определенные Е. М. Люткевичем, как *Prokopievskia sibirica* Rag. Этот вид типичен для верхов верхнебалахонской свиты Кузнецкого бассейна.

Мощность бургуклинской свиты по р. Нижней Тунгуске изменяется от 350 м на западе до 250 м на участках Анаakitского и Ногинского месторождений, удаленных от западной границы площади на 120 км.

На реках Бахте и Курейке мощность этой свиты примерно того же порядка.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний отдел пермской системы включает свиты ногинскую, пеляткинскую и дегалинскую.

Ногинская свита впервые выделена В. П. Тебеньковым в разрезе Ногинского месторождения угля и графита. Она сложена в основном светлыми кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками с подчиненными пластами и прослоями алевролитов и аргиллитов, приуроченных обычно к верхней части разреза. Среди песчаников наиболее распространены мелкозернистые разности. Средне- и крупнозернистые разности встречаются в подчиненном количестве в низах разреза. Характерно полное отсутствие углей и углистых пород. В крайней западной части бассейна р. Нижней Тунгуски в низах разреза отмечаются слои туфов, крупнозернистых песчаников и конгломератов, лежащих с небольшим размывом на подстилающих породах.

До последнего времени ногинская свита не была фаунистически охарактеризована и ее возраст определялся только положением в разрезе. В 1957 г. Н. Г. Вербицкой удалось в ней собрать растительные остатки, которые в Кузнецком бассейне характеризуют кузнецкую свиту, относящуюся, по данным С. Г. Гореловой и Г. П. Радченко, к верхней перми.

Собранные остатки представлены следующими формами: *Gamophyllites iljinskiensis* Radcz., *Koretrophyllites* aff. *stelliferus* (Schm.) Radcz., *Noeggerathiopsis kuznetskiana* Gorel., *N. angustata* Radcz., *N.* aff. *derzavini* Neub., *N. radchenkoi* Gorel., *N. oldjerassica* Gorel., *Crassinervia pentagonata* Gorel., *Cordaicarpus ellipticus* Radcz. и др. (определения Г. П. Радченко при участии Н. Г. Вербицкой).

Мощность свиты по р. Нижней Тунгуске изменяется в пределах от 200 м на западе (на участке Средне-Пеляткинского месторождения) до 150 м на Ногинском месторождении угля.

Ногинская свита, подобно бургуклинской, широко распространена. По р. Бахте ей, по-видимому, соответствуют слои туфов, заключенные между бургуклинской и пеляткинской свитами. По р. Горбиячину, как уже указывалось, она легко опознается в низах разреза, составленного Б. Б. Мариенгофом.

Пеляткинская свита. Выше ногинской свиты лежат слои, объединяемые в настоящее время в пеляткинскую свиту¹. Нижняя граница свиты проводится по основанию среднезернистых кослоистых песчаников, подстилающих первый нижний пласт угля. Граница довольно четкая и в большинстве случаев хорошо прослеживается в разрезах. В указанных песчаниках много окатышей и полуокатанных обломков алевролитов, аргиллитов пермской толщи, что их резко отличает от песчаников подстилающей свиты. Верхняя граница свиты фик-

¹ Первоначально Г. П. Радченко и Н. А. Шведов (1940) выделили две самостоятельные свиты: чапкоклинскую (аналог ильинской и низов ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна) и пеляткинскую (аналог средних горизонтов ерунаковской свиты). Стратиграфическая конференция 1956 г. объединила две эти свиты в одну пеляткинскую.

сируется в подошве мощной пачки песчаников основания дегалинской свиты, которая ложится с размывом на подстилающие породы.

Пелятчинская свита в целом охарактеризована следующими растительными формами: *Paracalamites brevis* Radcz., *P. deliquescens* (Goepf) Radcz., *P. goepfertii* Radcz., *Noeggerathiopsis candalepensis* Zal., *Noeggerathiopsis tschapcoctensis* Verb., *N. mitinaensis* Gorel, *N. cf. spathulata* Radcz. et Gorel., *N. oldjerassica* Gorel, *Koretrophyllites cf. multicostatus* Radcz., *K. typicus* Radcz., *K. acsurlensis* Radcz., *Sorocaulus czevanowskii* (Schm.) Radcz., *Pecopteris anthriscifolia* (Goepf.) Zal., *Phyllothea ninaeana* Radcz., *Nephropsis tomiensis* Zal., *Ptychospermam tomiense* Radcz. и др. (определения Н. Г. Вербицкой и Г. П. Радченко).

Е. С. Расказова (1955) отмечает в пелятчинской свите также такие формы, как *Phyllothea equioltoides* Schmalh., *Ph. paucifolia* Schm., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goepf.) Zal., *N. angustifolia* Neub. и др.

Из пелятчинской свиты Л. А. Рагозиным описаны восемь форм пелелипод: *Abiella concinna* (Jones) Rag., *A. rotunda* Rag., *A. porodivovskiensis* Rag., *A. ussovi* Rag. и др. Из сборов 1957 г. с р. Буруса И. А. Спасская определила *Palaenodonta cf. longissima* (Netsch.) Spask.

Свита сложена преимущественно светлыми зеленовато-серыми, серыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками, серыми, зеленовато-серыми алевролитами и темно-серыми аргиллитами, чередующимися с пластами и пропластками каменного угля, черных углистых аргиллитов и темно-серых пелитоморфных известняков. Последние особенно развиты в верхней половине свиты. Среди песчаников различаются кварцево-полевошпатовые и полимиктовые, глинистые и известковистые. Песчаники нижней части свиты часто содержат крупные и мелкие включения окатанных и полуокатанных обломков глинистых и углисто-глинистых пород углистой толщи, скопления которых местами образуют линзы брекчий и конгломератов. Среди алевролитов и аргиллитов часто встречаются углистые и известковистые разновидности. Текстура пород чаще слоистая. Для песчаников нижней половины свиты характерна косая слоистость. Среди аргиллитов, реже алевролитов, встречаются неслоистые разновидности нередко с хорошо выраженной скорлуповатой отдельностью. Угольные пласты преимущественно простого строения. Общее количество пластов и пропластков угля в разрезе пелятчинской свиты достигает 17—20, а мощность их от 0,10 до 0,75 м. Все более или менее мощные (рабочие) пласты в разрезе пелятчинской свиты по р. Нижней Тунгуске тяготеют к нижней подсвите.

Мощность пелятчинской свиты по р. Нижней Тунгуске изменяется от 350 м на участках Средне-Пелятчинского и Бугарихтинского месторождений до 180—200 м на участке Водопаднинского месторождения.

Распространение пелятчинской свиты по сравнению с бургу克林ской и ногинской свитами несколько сужается. Отложения ее неизвестны по р. Подкаменной Тунгуске.

Дегалинская свита выделена Г. П. Радченко и Н. А. Шведовым (1940). Стратотипом ее является разрез Дегалинского месторождения, расположенного на левом берегу р. Нижней Тунгуски при впадении в нее р. Дегали, где выходят на поверхность верхние горизонты свиты. Полностью объем и содержание дегалинской свиты установлены И. К. Яковлевым в 1957 г. по разрезам поисковых скважин на

Водопаднинском месторождении угля (материалы В. С. Бикадорова).

Верхняя граница свиты устанавливается в основании туфогенных образований, нижняя — в подошве мощной пачки песчаников, характеризующихся грубым составом кластического материала, наличием частых включений крупных и мелких обломков подстилающих пород и обуглившихся остатков древесины. Песчаники лежат на породах пеляткинской свиты с резко выраженным размывом.

Свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пластами каменного угля, углистых аргиллитов и линз глинистых известняков. Песчаники полимиктовые, разнозернистые, косо- и горизонтальнослоистые, с частыми включениями обломков пород подстилающей свиты. Алевролиты и аргиллиты часто неслоистые, комковатые, со своеобразными яйцевидными образованиями, иногда с хорошо развитой скорлуповатой отдельностью. Цвет пород серый, зеленовато-серый, ярко-зеленый, темно-серый и ярко-коричневый. Пласты угля имеют сложное строение и значительную мощность. Мощность свиты 300 м в районе Водопаднинского месторождения и уменьшается до 250 м на Пеляткинском месторождении.

Породы богаты растительными остатками. Среди них Н. Г. Вербицкой, Г. П. Радченко и Н. А. Шведовым определены следующие формы: *Cladophlebis evekensis* Radcz., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goerp.) Zal., *N. insignis* Radcz., *N. minutifolia* Radcz., *N. aff. adleri* Radcz., *Tychopteris lobata* Radcz., *Petscheria* cf. *tomiensis* Zal., *Javorskia mungatica* Radcz.

Этот комплекс характеризует верхнюю треть ерунаковской свиты в Кузнецком бассейне.

Помимо растительных остатков, в дегалинской свите нередки остатки пелеципод. По сборам И. К. Яковлева и Н. Г. Вербицкой, Е. М. Люткевичем и И. С. Спасской определены следующие формы: *Microdontella* cf. *subovata* (Jones) Spask., *M. plotnikovskiensis* (Fed.), *Anthroconaia tomiensis* Khalif., *A. supraphillipsii* Khalif.

По р. Корвунчаны Б. П. Вьюшковым были найдены остатки филлопод, среди которых Н. И. Новожиловым были определены *Polygrapta sibirica* Nov., *Pemphicyclus arangostachus* (Nov.), *Liograpta strictocostata* Nov. Эти формы известны из верхнепермских отложений с побережья моря Лаптевых.

Распространение дегалинской свиты, по-видимому, сравнительно ограничено. Отложения этой свиты отсутствуют в составе пермской толщи, развитой по р. Бахте.

По данным Е. С. Рассказовой и В. М. Драгунова, пермские отложения распространены в бассейне р. Чуни, по рекам Еробе, Чамбекану и Верхнему Горбилуку. Пермские отложения в этом районе отчетливо разделяются на две толщи: нижнюю континентальную осадочно-терригенную и верхнюю туффитовую.

Нижняя толща складывается песчаниками и алевропесчаниками светло-серыми и серыми в различной мере глинистыми, слоистыми и неясно слоистыми, довольно рыхлыми с прослоями глинистых сланцев, линзами и пластами угля, мощностью до 3 м. По простиранию на расстоянии 200—300 м уголь выклинивается до 1 м. А. М. Медведева и И. А. Сиверцева в этой толще установили присутствие пермских спор и пыльцы. Общая мощность толщи не менее 40 м.

Нижняя толща с несогласием перекрывается верхней туффитовой толщей, вскрытой в 14 км выше устья р. Чамбекана по левому берегу

р. Чуни. В основании туффитовой толщи располагается пачка (3,5—5,5 м) песчаников пепельно- и зеленовато-серых, среднезернистых, полимиктовых, в низах заключающих мелкие обломки подстилающих пород.

Выше следуют туфогенные песчаники и туффиты, чередующиеся с песчаниками, алевропесчаниками и глинистыми сланцами, тонкозернистыми, пепельно-серыми, углистыми.

Мощность туффитовой толщи 40—50 м.

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Пермские отложения на юге Тунгусской синеклизы пользуются сравнительно ограниченным распространением. Они развиты на Кокуйском каменноугольном месторождении (бассейн нижнего течения р. Ангары), на междуречье Ковы, Муры и Карабулы, а также вскрываются непосредственно по р. Ангаре выше пос. Недокуры.

Представлены они нижним отделом перми — рыжковской свитой, выделенной в 1957 г. Г. П. Радченко, Н. Г. Вербицкой, Н. П. Ильяхиной и В. М. Ковбасиной на Кокуйском месторождении на основании фитостратиграфических данных и в меньшей степени — на основании различий литогенетических признаков пород¹.

Наиболее полный разрез отложений рыжковской свиты имеется на Кокуйском месторождении, где они залегают совершенно согласно на отложениях ливьяжининской свиты. Рыжковская свита сложена пластами песчаников, алевролитов и аргиллитов, со всеми переходами от глинистых до углистых. В составе свиты насчитывается 12 пластов угля рабочей мощности. В верхней части свиты залегает пласт, мощность которого достигает 74 м. Мощность рыжковской свиты на Кокуйском месторождении 380—450 м. По возрасту она синхронична самым верхам алыкаевской, всей промежуточной и низам ишановской подсвит Кузнецкого бассейна и в полном объеме отнесена к нижней перми.

На востоке, в бассейне среднего течения р. Ангары, выше пос. Недокуры, мощность отложений рыжковской свиты уменьшается до 150—200 м. Здесь развиты более высокие горизонты рыжковской свиты, которые по флоре сопоставляются с промежуточной, ишановской и даже кемеровской подсвитами верхнебалахонской свиты Кузнецкого бассейна.

Рыжковская свита подразделяется на две подсвиты: нижнерыжковскую и верхнерыжковскую. Граница между подсвитами совпадает с границами фитостратиграфических горизонтов. *Нижнерыжковская подсвита* сопоставляется с верхами алыкаевской и низами промежуточной подсвиты Кузнецкого бассейна, а также с нижнеаршановским (совхозным) горизонтом Минусинского бассейна (Г. П. Радченко). В ее составе насчитывается восемь пластов угля. Мощность подсвиты 192,5 м.

В составе нижнерыжковской подсвиты преобладают плотные зеленовато-серые и беловато-серые песчаники, второстепенное положение занимают такой же окраски алевролиты (содержание в толще не более 10—25%). Мощность слоев от 2 до 7 м. Часто встречаются углисто-глинистые и углистые алевролиты, тонкоплитчатые и листоватые. Слои мощностью от 1 до 10 м образуют аргиллиты, слагающие обычно почву и кровлю угольных пластов. Окраска аргиллитов зеленовато-серая,

¹ В обосновании расчленения угленосной толщи месторождения немалое значение имели также результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов, полученные Е. М. Андреевой.

серая и черная. Условия накопления осадков нижнерыжковской подсвиты характеризуются господством речного режима по сравнению с бассейновым режимом, преобладанием которого характеризовалось листьяжнинское время.

В нижнерыжковской подсвите Н. Г. Вербицкой, В. М. Ковбасиной и Г. П. Радченко определены следующие характерные формы: *Koretrophyllites speranskii* (Chachl.) Radcz., *Paracalamites tomiensis* Radcz., *Noeggerathiopsis derzavini* Neub., *N. intermedia* Radcz., *N. theodori f. posteriori* Radcz., *Cordaicarpus ellipticus* Radcz., *C. elongatus* Radcz., *Angarcarpus* (?) *angaricus* Radcz. и др.

В Кузнецком бассейне эти формы характеризуют низы промежуточной подсвиты верхнебалахонской свиты, которая отнесена к нижней перми. По данным Е. М. Андреевой (1953), для нижнерыжковской подсвиты характерен споровый комплекс с резким преобладанием кольцевой формы — *Zonaletes rotatus* и кордаитовой формы *Zonaletes rugulifer* Lubeg. Значительно содержание *Azonaletes similis* Lubeg и *Azonaletes microrugosus* Waltr. Всегда присутствуют бугорчатые и шиповатые споры *Azonotriletes echinatus* Andr., *Azonotriletes clivus* Andr., *Azonotriletes leviculus* Andr., *Azonotriletes microcranifer* Lubeg.

Верхнерыжковская подсвита, по данным Г. П. Радченко, сопоставляется с верхнеаршановскими горизонтами Минусинского бассейна и характеризуется наличием четырех угольных пластов. В ее составе преобладают песчаники и алевролиты. Неполная мощность подсвиты 190 м (верхняя граница подсвиты не установлена). Разрез верхнерыжковской подсвиты отличается от разреза нижнерыжковской преобладанием пластов угля; коэффициент общей угленосности колеблется от 30 до 45%. Литологические признаки пород, в особенности их минеральный состав, обнаруживают значительное сходство с отложениями нижнерыжковской подсвиты.

В основании разреза подсвиты залегают конгломераты и песчаники. Конгломераты состоят из гальки как чужеродных пород (кремнистого состава), так и пород осадочной угленосной толщи. Плохая сортировка и низкая окатанность обломочного материала говорят о недалеком переносе их от области питания. По-видимому, конгломераты формировались в периоды внутриформационных размывов, что подтверждается и резким контактом этих пород с подстилающими их аргиллитами. Выше конгломератов залегают песчаники, среди которых различаются средне- и мелкозернистые разновидности. В мелкозернистых наблюдается лучшая сортировка кластического материала и обилие углистого вещества. По литологическим признакам песчаники можно отнести к осадкам приустьевых частей речного потока (нижняя и средняя части разреза) и пойменным образованиям (верхняя часть разреза). В условиях пойменных болот формировались, по-видимому, и пласты угля. Алевролитов больше в верхней части разреза подсвиты. Аргиллиты в подсвите сравнительно редки. Тонкая горизонтальная слоистость, обогащенность обугленными растительными остатками, а также другие текстурные особенности алевролитов и аргиллитов указывают на отложение осадков в мелководье водоемов, вблизи береговой линии.

Верхнерыжковская подсвита характеризуется наличием растительных форм *Paracalamites angaricus* Kovb., *Noeggerathiopsis intermedia* Radcz., *N. derzavini* Neub., *N. theodori f. posteriori* Radcz., *Cordaicarpus ellipticus* Radcz., *Cardiocarpus elongatus* Radcz.

В верхней части подсвиты появляются новые формы *Noeggerathiopsis latifolia* Neub., *Zamiopteris longifolia* Schv., *Cordaicarpus trapezoidalis* Verb., *Cardiocarpus rotunda* Radcz., *C. jamnensis* Verb., *Carnosospermum oviformis* Radcz., *Bardocarpus discreta* Neub.

В Кузнецком бассейне большинство этих форм характеризуют большую, верхнюю часть промежуточной и низы ишановской подсвиты, верхнебалахонской свиты. В верхнерыжковской подсвите Е. М. Андреевой изучен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают кольцевые формы *Zonaletes rotatus* Luber., в меньшем количестве присутствуют *Azonotriletes microgranifer* (Ibr.) Luber, *Az. trilaterus* Andr., *Azonotriletes clivosus* Andr., *Az. consitus* Andr., *Zonotriletes psilopterus* Luber, *Az. leviculus* Andr., *Az. rugulifer* Luber, *Az. subuliformis* Andr.

В бассейне среднего течения р. Ангары отложения рыжковской свиты представлены главным образом рыхлыми песчаниками и уплотненными глинами; алевролиты и конгломераты играют незначительную роль. Угли присутствуют в виде пропластков мощностью 0,1—0,3 м. В почвах глин, в пропластках угля наблюдаются растительные остатки, расположенные вертикально по отношению к наслоению породы, что указывает на захоронение их на месте произрастания. По текстурным признакам глины относятся к осадкам мелководных зарастающих водоемов с застойным режимом бассейна.

Конгломераты встречаются в виде редких прослоев мощностью 1,5—3 м. В составе обломков преобладают гальки алевролитов и аргиллитов; гравийный материал представлен обломками кварца, кремней, алевролитов и аргиллитов. В большинстве случаев конгломераты косо-слоистые и залегают с резким контактом на углистых глинах или углях. Общая мощность отложений свиты здесь 150—200 м.

Нижнепермский возраст осадков установлен по комплексу растительных остатков и спорово-пыльцевым спектрам.

В нижних горизонтах свиты, развитых на левом берегу р. Ангары ниже устья р. Парта, встречены растительные остатки *Koretrophyllites kemerovensis* (Chachl.) Radcz., *Phyllothea* sp., *Cordaicarpus tomienensis* Radcz., *Angarocarpus murensis* Verb. sp. nov., *Angarocarpus* (?) *angaricus* Radcz. sp. nov., *Samaropsis angarica* Verb. sp. nov., *Samaropsis* (?) *anomala* Verb. sp. nov., *Condomajella oviformis* Radcz. sp. nov.

Перечисленные формы в Кокуйском месторождении характеризуют нижнерыжковскую подсвиту, а в Кузнецком бассейне — низы промежуточной подсвиты.

В скважине в бассейне правобережья р. Карабулы (верховье притока р. Кежма) встречены *Noeggerathiopsis intermedia* Radcz., *N. cf. derzavini* Neub., *Angaropteridium* sp. nov., *Cordaicarpus* aff. *ellipticus* Radcz., *Samaropsis* aff. *matvievensis* Schw., *Carpolites* sp., которые в Кокуйском месторождении также характеризуют рыжковскую свиту.

В этих же осадках выявлен спорово-пыльцевой комплекс (определения Е. М. Андреевой), в котором преобладает пыльца кордаитов *Zonaletes rugulifer*, *Z. rotatus*, *Z. crispus*, *Z. angustelimbatus* и *Z. sarcostemmum* Zub. (25—30%). Споры каламитов *Azonotriletes micro-rugosus* и *A. similis* Lub. составляют до 15%; шиповатые споры папоротников составляют до 20%. Встречаются споры *Azonotriletes accuratus* Andr., *A. palcus* Andr., *A. aculeatus* Andr. Этот комплекс Е. М. Андреева сопоставляет со спектрами, характерными для ниже-

пермской подсвиты Кокуйского месторождения и нижних горизонтов промежуточной подсвиты Кузнецкого бассейна.

В верхних горизонтах свиты, вскрытых на левом берегу р. Ангары ниже устья р. Глиники, встречены растительные остатки *Sphenopteris ischanovensis* Zal., *Noeggerathiopsis intermedia* Radcz. sp. nov., *N. iljchini* Verb. sp. nov., *N. kryschtofovichii* Radcz., *Crassinervia* cf. *kysnetzkiana* (Chachl.) Neub., *Zamiopteris angarica* Zal., *Evenkiella tenuinervia* Radcz., *Radicites* sp.

В более высоких слоях разреза, развитых на левом берегу р. Ангары в устье р. Карадима, встречены *Noeggerathiopsis kryschtofovichii* Radcz., *N. koradimensis* Verb. sp. nov., *Radicilis* sp. Приведенные комплексы растительных форм в Кузнецком бассейне характеризуют верхи промежуточной подсвиты, а также ишановскую и даже кемеровскую подсвиты.

Спорово-пыльцевой спектр из этих отложений (определения И. А. Сиверцевой) отличается большим содержанием спор каламитов *Azonotriletes microrugosus* Waltr. и *A. nigritelles* Lub. (до 60%), а также трехлопастных спор с шагренево́й экзиной *Az. trifigus* Andr. (до 35%). Споры папоротников *Azonotriletes polaris* Andr., *A. stivous* Andr., *A. parvispinus* Lub. встречаются в количестве до 19%. Пыльца кордантов составляет 20%, гинкговых и цикадофитов 2%. Приведенный спектр характеризует в Кузнецком бассейне верхние горизонты промежуточной подсвиты и более высокие горизонты.

МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ

Пермские отложения в южной части Красноярского края известны в очень небольшом числе пунктов. Они сохранились от размыва только в трех наиболее глубоких мульдах Минусинского межгорного прогиба: Бейской, Приенисейско-Абаканской и Белоозерской. Во всех этих мульдах сохранились лишь наиболее низкие горизонты пермской системы — аналоги промежуточной и части ишановской подсвиты Кузнецкого бассейна. В изучении пермских отложений Минусинского прогиба особо важное значение имеют результаты исследований Г. А. Иванова, М. Д. Залесского, В. В. Соловьева, И. А. Санжара, А. В. Санжара, И. С. Педана, В. М. Ковбасиной и Г. П. Радченко.

К нижней перми в Минусинском прогибе относятся верхние горизонты непрерывной угленосной серии; они связаны совершенно постепенным переходом с подстилающими их верхнекаменноугольными, также угленосными отложениями и отделяются от них главным образом на основе палеоботанических данных. Эти верхние горизонты угленосной серии сложены полимиктовыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами преимущественно светло-серой окраски. Прослой конгломерата редки и довольно непостоянные; они носят внутрiformационный характер и обычно образованы мелкой и хорошо окатанной галькой чуждых угленосной толще пород — кремней, различных кварцитов и метаморфических пород. Аргиллиты являются подчиненными породами в верхних горизонтах угленосной серии и играют наибольшую роль лишь в их средней части. Общая (неполная) мощность нижнепермской толщи в Минусинском бассейне 900—1100 м. Она включает до 28 пластов угля, распределенных по разрезу достаточно равномерно; большая часть этих пластов достигает рабочей мощности.

Нижнепермские отложения в Минусинском прогибе до недавнего времени подразделялись (Г. А. Иванов, 1929) на две свиты (снизу вверх): белоярскую и нарылковскую. В последние годы было, однако, установлено, что свиты эти литологически и по угленосности почти не отличаются одна от другой, тогда как фитостратиграфические данные позволяют разделить эту толщу на иные части. В соответствии с этим Г. П. Радченко (1955) предложил всю нижнепермскую толщу объединить в одну свиту — аршановскую.

Самая нижняя часть аршановской свиты мощностью 120—140 м выделяется под названием *совхозной подсвиты* (горизонта), которая заключает, по определению Г. П. Радченко, весьма характерный комплекс растительных остатков *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.), *A. teleuticum* Radcz., *Gondwanidium sibiricum* (Pet.) Zal., *Angaridium lopatini* Schm., *Noeggerathopsis tomiensis* Radcz., *N. theodori* f. *posteriori* Radcz. и др.

Вышележащая *ташебинская подсвита* (горизонт) аршановской свиты достигает 160—180 м. В ее составе преобладают слюдистые светло-серые песчаники, полосчатые плитчатые алевролиты; темно-серые аргиллиты занимают подчиненное положение. Растительный комплекс, по заключению Г. П. Радченко, типичен для промежуточной подсвиты Кузнецкого бассейна (*Koretrophyllites setosus* Radcz., *Angaropteridium teleuticum* Radcz., *A. reniformum* Kovb., *Neuropteris pulchra* Neub., *N. derzavini* Neub., *N. intermedia* Radcz., *N. theodori* f. *posteriori* Radcz., *Bardocarpus discreta* Neub.).

Верхняя — белоозерская подсвита аршановской свиты представлена переслаивающимися серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. Остатки растений редки. Мощность до 600 м. Среди растительных остатков, по определению В. М. Ковбасиной и Г. П. Радченко, встречаются следующие «верхнебалахонские» формы: *Angaropteridium reniformum* Kovb., *Noeggerathopsis derzavini* Neub., *N. tebenjkovi* Schv., *N. latifolia* Neub., *Bardocarpus discreta* Neub., *Condomajella rostriformis* (Neub.), *C. typica* Radcz., *Samaropsis vitalii* Radcz. Приведенный комплекс в Кузнецком бассейне является типичным для верхов промежуточной и ишановской подсвит. По всей вероятности, белоозерская подсвита является аналогом верхов промежуточной и низов ишановской подсвит, так как в самых верхах угленосной толщи Г. Н. Трошковой установлены споры и пыльца, более характерные для ишановской, а не для промежуточной подсвиты Кузнецкого бассейна.

Из приведенных данных можно видеть, что в Минусинской котловине представлена лишь нижняя часть нижней перми — примерно половина того разреза, который известен в северных районах края.

ОБЩАЯ СВОДКА

Отложения пермской системы широко распространены в северных районах края — на Сибирской платформе, в Енисейско-Хатангской впадине и в Таймырской складчатой области.

В Алтае-Саянской складчатой области их распространение ограничено пределами Минусинского межгорного прогиба, где они сохранились в виде очень небольших пятен в центральных частях нескольких более глубоких мульд. На восточном борту Западно-Сибирской

низменности и в Чулымской синеклизе пермские отложения не установлены.

К началу пермского периода большая часть территории Красноярского края освободилась от моря. Раннепермская (сакмарская и артинская) трансгрессия захватила только наиболее северные районы края; она покрыла значительные площади в Таймырской складчатой области и достигла северной окраины Енисейско-Хатангской впадины. Однако даже в этой области формирование пермских отложений не везде шло в условиях мелководного морского бассейна; местами в западном и центральном Таймыре преобладал лагунный режим. Именно с последним связано формирование здесь отложений карской свиты

Схема корреляции разрезов пермских отложений в различных

Стратиграфические подразделения			Западный Таймыр	Центральный Таймыр	Восточный Таймыр	Енисейско-Хатангская впадина
Система	Отдел	Ярус				
Триасовая	Нижний		Эффузивы и туфы	Лавы и туфы	Эффузивы и туффиты	Эффузивы и туфы
		Пермская	Верхний	Уверенно не выделяется	Макаревичевско-бразниковская угленосная свита. 250—350 м	Черноярская угленосная свита. 500—600 м
Крестьянская угленосная свита. 600—700 м	Байкурская свита с морской фауной. 500—600 м				Промежуточная толща (внизу с морской фауной, сверху с флорой). 700—800 м	Верхне-кожевниковская свита (внизу с фораминиферами, сверху с углями и флорой). 270—460 м
Нижний	Кунгурский		Убойнинская угленосная свита. 500—600 м	Соколинская угленосная свита. 500—600 м	Нижняя угленосная толща. 650—750 м	Нижне-кожевниковская свита с морской фауной. внизу. 260—300 м
			Ефремовская угленосная свита. 900 м	Бырангская свита (внизу с флорой, сверху с морской фауной). 800—1000 м		
	Артинский		Карская свита. Лагунные отложения. 1000 м	Турузовская свита с морской фауной. 600—800 м	Песчаниково-алевролитовая и аргиллитовая толщи с морской фауной. 120—1800 м	Тустахская угленосная свита с фораминиферами сверху. 900 м
Сакмарский	Эвенкийская свита. Морские отложения. 1200 м					
Каменно-угольная	Верхний		Известняки и сланцы с морской фауной	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют

в западном Таймыре (аргиллиты и известковистые песчаники с солоновато-водными пеллециподами и растительными остатками) и отдельных угленосных пачек быррангской свиты в центральном Таймыре.

Лагунными песчаными осадками с пеллециподами и мелководными терригенными морскими осадками с фораминиферами представлены нижнепермские отложения в бассейне нижнего течения р. Попигая — на южном борту Енисейско-Хатангской впадины, что свидетельствует о значительном проникновении морской трансгрессии на юг со стороны Нордвик-Хатангского района.

На остальной площади, в пределах Сибирской платформы и южнее, формирование нижнепермских отложений происходило в условиях кон-

Таблица 11

районах Красноярского края (составил Г. П. Радченко, 1958)

Норильский район	Северная окраина Сибирской платформы	Бассейн р. Нижней Тунгуски	Тасеевский краевой прогиб	Минусинский межгорный прогиб
Лавы с подчиненными туфами. Перерыв (?)	Лавы и туфы	Корвунчанская свита	Отсутствуют	Отсутствуют
Амбарнинская неугленосная свита. 35 м	Толща туфов и туффитов с пропластками нормальных пород и угля. 300—400 м	Дегалинская продуктивная свита. 250—300 м	Отсутствуют	Отсутствуют
Перерыв		Пеляткинская продуктивная свита. 180—350 м		
Кайерканская угленосная свита. 60—75 м		Ногинская непродуктивная свита. 150—200 м		
Перерыв				
Шмидтинская угленосная свита. 100—135 м	Толща песчаников с пачками алевролитов и аргиллитов и тонкими пропластками угля. 350—400 м	Бургуклинская продуктивная свита. 250—350 м	Рыжковская продуктивная свита. 150—450 м	Белоозерская продуктивная подсвита. До 600 м
		Анакитская продуктивная свита. 100 м		Ташебинская продуктивная подсвита. 160—180 м
				Совхозная продуктивная подсвита. 120—140 м
Руднинская угленосная свита	Отсутствуют		Листвяжнинская продуктивная свита	Побережная продуктивная подсвита

Аршановская угленосная свита

тинентального режима и привело к образованию угленосных толщ. Состав и мощность этих отложений в различных районах края зависели от местных геотектонических условий, контролировавших масштаб (размеры и глубину опускания) отдельных впадин и депрессий, в которых шло накопление континентальных осадков. С этими же обстоятельствами, а также с характером развития ландшафта и гидрогеологических условий были связаны и процессы углеобразования.

Наименьшей угленосностью (наименее благоприятными условиями углеобразования) характеризовались в ранней перми крайние северные и центральные районы Сибирской платформы — бассейн р. Чуни, северное Приангарье.

Наибольшие мощности имеют нижнепермские отложения в складчатых областях — Таймырской и Алтае-Саянской. В первой они достигают 1700—2000 м, во второй (Минусинский прогиб) — 900—1100 м (неполная). В пределах Сибирской платформы наибольшую мощность эти отложения имеют в западных районах — в наиболее подвижных зонах, непосредственно примыкающих к Енисейскому кряжу на юге (около 400 м, неполная) и северному продолжению Енисейских складчатых структур на севере (450 м). В центральных районах Тунгусской синеклизы и в бассейне р. Чуни мощность этих отложений наименьшая, местами не превышает 100—150 м.

В начале позднепермской эпохи (первая половина (?) казанского века) вновь проявилась морская трансгрессия. Она имела значительно больший размах и проникла далеко на юг. Свободными от трансгрессии оставались лишь районы западного Таймыра, где продолжалось формирование угленосных толщ (крестьянская свита). Морские или лагунные отложения в составе верхней перми отмечены в ряде крайних северных районов Сибирской платформы (нижнее течение рек Котуй и Попигая) и в Енисейско-Ленском прогибе.

Начало поздней перми на Сибирской платформе знаменовалось формированием непродуктивных толщ преимущественно песчаного состава с горизонтами конгломератов (р. Нижняя Тунгуска — ногинская свита; реки Кулюмбэ, Горбиячин, Котуй — аналоги ногинской свиты) или с перерывами в осадконакоплении (перерыв между шмидтинской и кайерканской свитами в Норильском районе). Это может свидетельствовать об усилении поднятий в периферических частях Тунгусской синеклизы и значительном опускании ее внутренних районов. Непродуктивные отложения ногинского времени (уфимский век?), по всей вероятности, окружают с юга область распространения морских и лагунных отложений в Енисейско-Ленском прогибе и на северной окраине Сибирской платформы. Мощность ногинской толщи составляет 100—200 м. В центральных частях Сибирской платформы отложения, которые можно было бы параллелизовать с ногинской свитой, по-видимому, вовсе отсутствуют.

Выше лежащие верхнепермские отложения представлены повсеместно, где они сохранились от последующего размыва, нормальными угленосными осадками. Характерно, что верхние их горизонты нередко обогащены туфогенным материалом. Это указывает на начало вулканической деятельности во многих районах Сибирской платформы. В триасовое время пермские отложения (табл. 11) были обильно интродуцированы основной магмой, давшей начало секущим и пластовым телам траппов.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Область развития пород триасового возраста приурочена к северной части Красноярского края. Триасовые отложения здесь широко распространены и известны в южной части Таймырской складчатой области, в Усть-Енисейской и Хатангской впадинах, а также на Сибирской платформе. К нижнему триасу в этих районах относят мощную толщу вулканогенных пород, преимущественно разнообразных туфогенных образований и лав. Осадочные породы, в основном терригенные, играют в составе нижнетриасовой толщи подчиненную роль. В пределах Таймырской складчатой области и в расположенных южнее Усть-Енисейской и Хатангской впадинах установлено распространение морских и прибрежно-лагунных триасовых отложений, наиболее полно представленных (всеми тремя отделами) на Восточном Таймыре (район мыса Цветкова) и в Хатангской впадине.

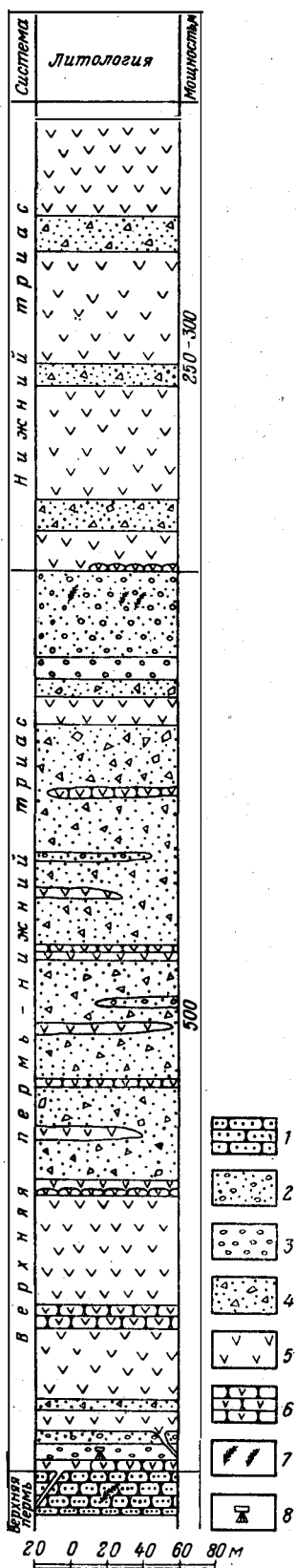
В Таймырской складчатой области и в северной части Сибирской платформы триасовые отложения тесно связаны с подстилающими их верхнепермскими отложениями, вследствие чего в соответствующие разделы предлагаемого ниже очерка включено также описание нерасчлененных верхнепермских — нижнетриасовых отложений.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В Таймырской складчатой области верхнепермские отложения нередко перекрываются толщей вулканогенных пород траппового комплекса. Эта толща представлена перемежающимися между собой покровами основных лав и их туфами. Преобладают покровы лав, приуроченные главным образом к верхней части разреза. В их сложении участвуют разнообразные базальты и иногда спилиты. В кровле наблюдаются миндалекаменные разновидности. Мощность покровов эффузивов обычно колеблется в пределах 30—40 м и лишь в отдельных случаях бывает больше. Количество покровов также непостоянно (4—5 и больше). Местами среди эффузивов, преимущественно в нижней части разреза, встречаются пачки туфогенных песчано-глинистых пород с остатками наземной растительности и пресноводных пелеципод; в самой верхней части разреза попадают редкие растительные отпечатки. Мощность толщи вулканогенных пород изменяется в пределах от 100—150 до 800—1100 м.

Относительно времени формирования вулканогенной толщи не существует единого мнения. Отдельные геологи считают, что вулканическая деятельность на Таймыре происходила только в течение верхнепермской эпохи, главным образом в конце ее; другие же полагают, что этот процесс продолжался и в триасовом периоде.

На большей части территории Таймырской складчатой области эффузивные траппы и их туфы лежат на различных горизонтах терригенных отложений верхней перми, охарактеризованных фауной и флорой.



В западной части складчатой области (рис. 35), в Приенисейском районе в песчано-глинистых породах, залегающих под первым покровом базальтов, и между первыми двумя нижними покровами эффузивов найдены остатки солоноватоводных и пресноводных пелеципод *Palaeonodonta castor* (Eichw.), *Palae-mutella concinna* Lutk., *Anthracomya excentrica* Lutk., *A. tomiensis* Chalf., *A. fedotovi* Chalf., *A. lata* Chalf., *A. tschernyschewi* Chalf., *A. subparallela* Chalf.

Е. М. Люткевич, определивший эту фауну, указывает на существование идентичного фаунистического комплекса в отложениях кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна.

В прослоях туфогенных пород, разделяющих базальтовые покровы, иногда встречаются растительные отпечатки. Так, в верховье р. Малой Пуры в туффитах, залегающих на высоте двух третей разреза эффузивной толщи мощностью до 750 м, Ю. Е. Погребницким были обнаружены остатки растений *Cladophlebis tajmyrensis* Schwed., *Sphaenopteris trisecta* Schwed., *Sphenobaiera tajmyrensis* Schwed. По заключению Н. А. Шведова, в этом растительном комплексе формы, свойственные нижележащим пермским отложениям и близкие юрским представителям, отсутствуют. Вероятнее всего, данная флора является триасовой, возможно нижнетриасовой.

По данным А. М. Даминовой, в районе верховьев р. Фадью-Куда угленосные отложения верхней перми согласно перекрыты туфолоавовой свитой мощностью от 300 до 1000 м. На размытой поверхности вулканогенных пород залегают пестроцветная свита из конгломератов, песчаников и сланцев, в составе которых большую роль играет обломочный вулканогенный материал. Мощность свиты достигает 1000 м. В ее верхней части были обнаружены остатки флоры *Callipteria* sp., близкой *Callipteris karskiana* Tschirk. et Zal., *Schizoneura* sp., *Podozamites* (?) sp. (определения М. Ф. Нейбург). По своему составу флора является смешанной. *Callipteris* относится к верхнепермскому комплексу, а две

Рис. 35. Разрез эффузивной толщи Западного Таймыра (по Ю. Е. Погребницкому и А. И. Иванову)

1 — полимиктовые песчаники; 2 — пелитовые и псаммитовые туффиты; 3 — туфоконгломераты; 4 — базальтовые витро- и литокластические туфы; 5 — покровы базальтовых лав; 6 — покровы шаровых лав, спилитов; 7 — отпечатки ископаемой флоры; 8 — остатки раковин пелеципод

остальные формы присущи мезозойскому комплексу. В частности, *Podozamites* констатирован и на мысе Цветкова в средней и верхней частях разреза индского яруса нижнего триаса.

По наблюдениям И. М. Мигая (1957) и В. А. Черепанова (1957), в бассейне р. Фадью-Куда (среднее течение р. Верхней Таймыры) прослеживаются иные соотношения между вулканогенными породами и вышележащими толщами. Из этих наблюдений следует, что верхнепермские угленосные отложения согласно перекрыты пермо-триасовой лавовой свитой, на которой согласно лежит толща фаунистически неохарактеризованных пестроцветных пород пермо-триаса мощностью до 800—1100 м. Последние выделены И. М. Мигаем в пестроцветную, а В. А. Черепановым — в фадьюкудинскую свиту; в породах последней найдены единичные, плохо сохранившиеся остатки спор триасового облика.

В вышележащей толще, состоящей из алевролитов, песчаников и аргиллитов с прослоями конгломератов, согласно залегающей на пестроцветных породах фадьюкудинской свиты, этими исследователями были обнаружены в нижней части разреза остатки нижнетриасовых пеллеципод *Adontophora* cf. *canalensis* Car., *A.* ex gr. *fassensis* Wis., *A.* cf. *brevis* Spath (определения Ю. Н. Попова). Выше располагаются пласты песчаных пород с отпечатками растений *Neocalamites* (?) sp., *Protoblechnum* sp., которые, по мнению Н. А. Шведова, близки представителям древнемезозойской флоры. В самом верху этой толщи песчаников, алевролитов и аргиллитов были встречены отпечатки *Neocalamites carcinoides* Haggis, N. (?) sp., *Thinfeldia* sp., *Taeniopteris* sp., среди которых, по определениям Н. А. Шведова, имеются растения общие или достаточно близкие верхнетриасовым и даже рэтским формам. Данная толща пород была выделена В. А. Черепановым в мамонову свиту, мощность которой принята в 1300 м. И. М. Мигай ранее полагал, что она имеет мощность более 3600 м и разделяется на две самостоятельные части — нижнюю и верхнюю мамоновы свиты.

Следует отметить, что Л. С. Пузанов, проводивший геологическую съемку в бассейне левых притоков верхнего течения р. Верхней Таймыры, также признавал триасовый возраст для лавовой свиты, но полагал, что она залегает несогласно на верхнепермских отложениях. На существование размыва верхнепермских отложений, предшествующего образованию вышележащей вулканогенной толщи, указывают С. М. Тильман и Л. С. Пузанов — для левобережья нижнего течения р. Верхней Таймыры, и В. Д. Дибнер и Е. Н. Фрейберг — для западного побережья Таймырского озера и левобережья истоков р. Нижней Таймыры.

Весьма интересные материалы имеются по району мыса Цветкова, где И. М. Мигай выделил эффузивно-туффовую свиту мощностью 280—320 м, залегающую на верхнепермских отложениях с кажущимся согласием; в основании разреза этой свиты имеется горизонт туфоконгломератов, местами замещенный шаровыми лавами. Свита сложена покровами мандельштейнов, разделенных пачками туфогенных песчаников, аргиллитов и алевролитов. В последних были обнаружены растительные остатки *Cladophledis* sp., *Araucarites migayevi* Schwed., которые, по определениям Н. А. Шведова, имеют нижнетриасовый возраст. Это заключение подтверждается и другими фактами. В вышележащей осадочной толще мощностью до 180 м, состоящей из алевролитов, чередующихся с аргиллитами и песчаниками, находились остатки *Lin-*

gula aff. *borealis* Bith., *L. acuta* Porow, *Estheria gutta* Lutk., *E. aequiale* Lutk. (определения Е. М. Люткевича и Ю. Н. Попова), присущие нижнему триасу (индскому ярусу). Отсюда же Н. А. Шведовым были определены отпечатки *Araucarites migayevi* Schwed, *Pityospermum* sp.

Последующими исследованиями И. С. Грамберга в районе того же мыса Цветкова было установлено наличие здесь двух эффузивно-туфогенных толщ, о которых еще в 1943—1944 гг. было известно по работам Т. П. Кочеткова. Одна из них является пермской и связана постепенным переходом с угленосными отложениями верхней перми. Мощность ее достигает 250 м. Верхняя же эффузивно-туфогенная толща, отделенная от нижележащих пород перерывом, имеет триасовый возраст. Она образует единый ритм осадконакопления с вышележащими фаунистически охарактеризованными породами индского яруса нижнего триаса. В этой верхней эффузивно-туфогенной толще и найдены растительные остатки триасового возраста.

Таким образом, совершенно определенно устанавливается, что в Таймырской складчатой области вулканическая деятельность весьма активно протекала в конце верхнепермской и в начале нижнетриасовой эпох. Однако самые первые признаки вулканической деятельности стали проявляться уже со второй половины нижнепермской эпохи. На это указывает присутствие некоторого количества туфогенного материала в составе песчано-глинистых отложений верхней части разреза нижней перми в ряде пунктов складчатой области. Кроме того, местами, видимо, происходило излияние базальтовых лав, например в бассейне р. Малахай-Тари, на востоке полуострова.

Что же касается фаунистически охарактеризованных морских отложений триасовой системы, то в пределах Таймырской складчатой области они имеют весьма ограниченное развитие и обнажаются лишь на мысе Цветкова побережья Хатангского залива и в примыкающих к нему участках юго-восточной окраины гор Бырранга. По наличию довольно обильных остатков разнообразной фауны здесь выделяются отложения всех трех отделов. Их характеристика дается в последующем разделе.

ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНА

Триасовые отложения, включающие все три отдела, обнаружены только на востоке и северо-востоке Хатангской впадины, в районе Тигяно-Анабарской антиклинали, Юрюнг-Тумусской и Ильино-Кожевниковской брахиантиклиналей и вдоль края Таймырской складчатой зоны, вплоть до восточного окончания Таймырского озера на западе. На всей остальной площади Хатангской впадины известны только нижние горизонты триаса, входящие в состав фундамента и представленные в значительной части вулканогенными образованиями (эффузивно-туфовая свита).

Мощности триасовых отложений достаточно велики. Даже нижние горизонты их достигают в Хатангской впадине 1000 м и более. На северо-восточной окраине Хатангской впадины суммарная мощность триаса доходит до 1600 м, сокращаясь к югу в сторону Тигяно-Анабарской антиклинали до 700 м. При этом здесь представлены, по-видимому, все ярусы триасовой системы.

Лежащие в основании триаса вулканогенные образования были отмечены на южном борту Хатангской впадины еще в 1905 г. О. О. Баклундом и И. П. Толмачевым (1914). В 1936 г. Т. М. Емельянцев (1939) описал выходы эффузивно-туфогенной толщи в районах горы Балахны и возвышенности Кирыка-Тас, но отнес их, однако, к перми. В скважинах Нордвикского района триасовые отложения сначала принимались за низы юры (рэт—лейас), но уже Т. М. Емельянцев (1939) высказался за присутствие здесь триаса.

Начиная с 1941 г. триас (все три отдела) стал выделяться в разрезах скважин, а также в обнажениях на Юрюнг-Тумусской, Ильино-Кожевниковской брахиантиклиналях и на Тигяно-Анабарской антиклинали благодаря произведенным Н. И. Новожиловым определениям фауны. Эффузивно-туфитовая свита, подстилающая морской триас в Нордвикском районе, в настоящее время относится к верхам перми. В 1943 г. триасовые отложения были обнаружены Т. П. Кочетковым на северном борту Хатангской впадины в районе мыса Цветкова. К западу от района мыса Цветкова вдоль северного борта впадины триасовые отложения были прослежены Ф. И. Ивановым, А. Б. Алексеевой, В. А. Виноградовым и В. Н. Хорьковым. Ниже приводится краткая характеристика триасовых отложений Хатангской впадины.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Разрез триаса в Хатангской впадине начинается с эффузивно-туфовой свиты, возраст которой остается еще не вполне определенным. В районах мыса Ильи, бухты Кожевникова и Южно-Тигянской площади эта свита, состоящая из основных эффузивов, чередующихся с туфами и туффитами, имеет мощность до 160 и даже 227 м и, по имеющимся данным, согласно налегает на относимую к татарскому ярусу мисайлапскую свиту, также заключающую туфогенные породы. В самой эффузивно-туфовой свите найдены остракоды, определявшие О. Э. Лев (*Darwinulla parallela* Spizh., *D. acuta* Lev.), которые являются общими с мисайлапской свитой и тяготеют к татарскому ярусу (Калинко и Емельянцев). Вышележащие морские триасовые отложения налегают на эффузивно-туфовую свиту и подстилающие ее осадочные толщи перми с угловым несогласием, благодаря чему на Юрюнг-Тумусской брахиантиклинали и на своде Тигяно-Анабарской антиклинали эффузивно-туфовая свита полностью размыта. Все это дает основание относить эффузивно-туфовую свиту еще и к перми.

К югу от Нордвикского района эффузивно-туфовая свита, будучи перекрыта уже юрой, а на р. Котуе даже мелом, обнаруживается в разрезах скважин в районе бухты Сындаско (Хатангский залив) и на р. Котуе. Мощность ее в бухте Сындаско всего 24 м, на р. Котуе у южного борта Хатангской впадины не менее 75 м. Начиная с между-речья Попигая и Котуя и далее на запад вулканогенные образования, главным образом покровы основных эффузивов, мощностью до 1000 м и более слагают целиком южный борт впадины, погружаясь на север под юрские и меловые отложения (Полькин, 1958).

К западу от Хатангского залива эффузивно-туфовая свита появляется в горстовом поднятии горы Балахны, где, по данным П. С. Воронова и В. А. Черепанова, она представлена туфами, туфобрекчиями и мандельштейнами.

На северном склоне Хатангской впадины в районе мыса Цветкова эффузивно-туфовая свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты, конгломераты, вверху покровы эффузивов) лежит, по наблюдениям И. С. Грамберга (1958), с угловым несогласием на породах перми и кверху без перерыва сменяется морскими нижнетриасовыми отложениями. В верхней (триасовой) эффузивно-туфовой свите найдена листовая флора *Cladophlebis* sp., *Araucarites* sp., близкая к *Araucarites tonnensis* Neub. из мальцевской свиты Кузбасса, *Phoenicopsis* sp. (по заключению Н. А. Шведова, мезозойского типа), содержащая формы, общие с вышележащими индскими слоями. Мощность эффузивно-туфовой свиты здесь 280—320 м, но западнее, на реках Подкаменной и Чернохребетной она возрастает до 700—750 м, а на склонах возвышенностей Тулай-Кирыка-Тас и Кирыка-Тас даже до 1200—1300 м (Виноградова и Хорьков, 1955 г.). В составе свиты наблюдается чередование покровов базальтов, базальтовых туфов, туффитов и песчаников; присутствуют конгломераты с галькой пермских осадочных пород, базальтов, долеритов и фельзитовых порфиритов.

Следует отметить, что И. М. Мигай (1952) — для района мыса Цветкова, А. Б. Алексеева — для бассейнов рек Подкаменной и Чернохребетной, В. А. Виноградов и В. Н. Хорьков — для возвышенностей Тулай-Кирыка-Тас и Кирыка-Тас высказываются за отсутствие перерыва и углового несогласия между пермью и эффузивно-туфовой свитой. Однако на мысе Цветкова такое мнение опровергнуто исследованиями И. С. Грамберга, а в районе рек Подкаменной и Чернохребетной, по данным самой же А. Б. Алексеевой, степень дислоцированности пермских и триасовых отложений и даже их простираения резко различны. На склонах же возвышенностей Тулай-Кирыка-Тас и Кирыка-Тас контакт эффузивно-туфовой свиты с пермью не наблюдался.

Подводя итоги рассмотрению эффузивно-туфовой свиты, следует признать, что она, по всем данным, очень широко, вероятно почти повсеместно, распространена в пределах Хатангской впадины, выпадая из разреза только на сводах отдельных структур. Можно думать, что в западной части впадины и мощности эффузивно-туфовой свиты окажутся весьма значительными, приближаясь к тем величинам, которые известны на северном и южном ее бортах (1000 м и более). К востоку мощности сокращаются, не превышая на восточном склоне впадины 100—200 м. Возможно, что при этом происходит фациальное замещение вулканогенных пород морскими отложениями индского яруса нижнего триаса. Как показали наблюдения И. С. Грамберга на мысе Цветкова, формирование эффузивно-туфовых пород происходило дважды: в конце верхнепермской и в начале нижнетриасовой эпохи, — благодаря чему перерывы и несогласия устанавливаются то в кровле свиты (Нордвикский район), то в ее подошве (мыс Цветкова).

Возраст эффузивно-туфовой свиты остается недостаточно определенным. В соответствии с решениями совещания по стратиграфии Сибири, состоявшегося в январе 1956 г., ее следует условно относить к низам нижнего триаса, опираясь при этом на факты нахождения нижнетриасовой флоры в лавовой толще Сибирской платформы и даже в основании этой толщи, а также учитывая тесную связь и, возможно, фациальное замещение эффузивно-туфовой свиты и морских нижнетриасовых отложений.

Морской нижний триас (рис. 36) начинается с отложений, выделенных в 1956 г. в индский ярус, ранее же описывавшихся под названием:

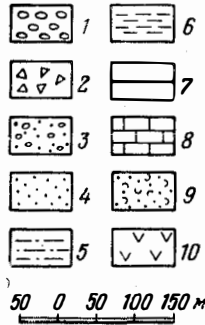
подоленических слоев. У северного борта Хатангской впадины в районе мыса Цветкова в составе индских отложений преобладают песчаники, в значительной части туфогенные, до 200 м мощностью. Для более западных участков, А. Б. Алексеева и В. А. Виноградов указывают на значительную мощность как индского, так и вышележащих ярусов триаса. Однако эти данные, судя по сравнению с районом мыса Цветкова, недостаточно надежны и мы их здесь не приводим.

В описываемых породах собрана характерная для индского яруса фауна (определения Ю. Н. Попова и Е. М. Люткевича) *Myalina* aff. *schamarae* Bittn., *M.* aff. *Kochi* Spath, *Lingula* ex gr. *tenuissima* Br., *Glyptopliceras*? sp. indet., *Estheria gutta* Lutk., *E.* cf. *aequale* Lutk.

Кверху отложения индского яруса сменяются отложениями оленекского яруса (оленическими слоями), представленными преимущественно серыми аргиллитами, лишь в верхних горизонтах переходящими в песчаники. Мощность оленекских слоев в Нордвикском районе до 70 м, на севере Хатангской впадины (мыс Цветкова) до 145 м. В оленекских слоях на мысе Цветкова обнаружена обильная фауна, представленная, по определениям Ю. Н. Попова и Л. Л. Кипарисовой, следующими формами: *Keyserlingites middendorffi* Keyes., *Mecoceras keyserlingi* Mojs., *Sibirites eichwaldi* Keyes., *Glenekites altus* Mojs., *Gl.* cf.

отложений преобладают песчаники, туффиты, алевролиты и аргиллиты

Район мыса Цветкова по И. С. Грамбергу 1957 г.



50 0 50 100 150 м

Анабаро-Хатангский район по Т. М. Емельянецу 1955 г.

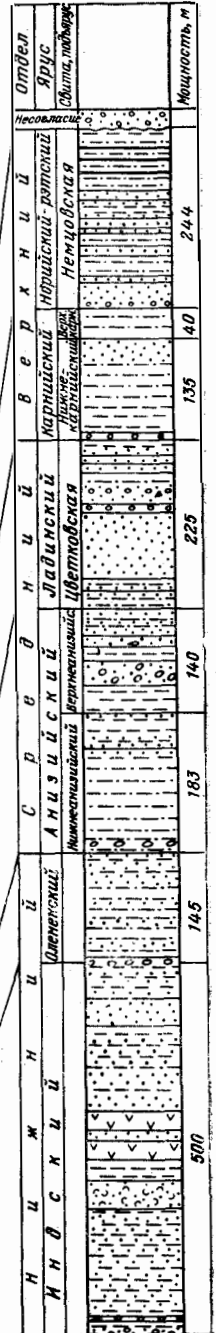
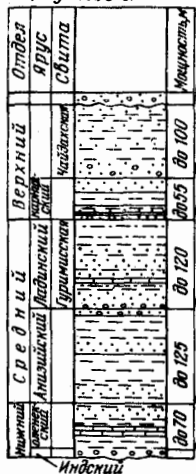


Рис. 36. Схема сопоставления разрезов триасовых отложений района мыса Цветкова и Нордвикского (Составили И. С. Грамберг и Б. А. Клубов)

1 — конгломераты; 2 — брекчия; 3 — песчаники с галькой; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — уголь; 8 — известняки; 9 — туфогенные песчаники; 10 — покровы основных базальтов

intermedius Mojs., *Xenodiscus karpinskii* Mojs., *X. demokidowi* Kirar., *X. aff. schmidtia* Mojs., *Meekoceras euomphalum* Mojs., *Taimyrensis alexeevae* Попов, *Gerwillia mytiloides* Schl., *Myalina putianensis* Kirar., *Velopecten minimus* Kirar., *Lingula borealis* Bittn.

В Нордвикском районе присутствуют остракоды *Healdia bella* Lev. и мелкие песчаные фораминиферы *Ammobaculites longus* Schl., *Orthovertella cootilis* Schl., *Dentalina acuta* Schl.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Средний триас, как указывает большинство исследователей, непосредственно изучавших среднетриасовые отложения, ложится согласно на оленекские слои. Однако И. С. Грамберг допускает возможное несогласие между нижним и средним триасом. О том же говорят резкие изменения мощностей нижнего триаса и присутствие конгломератов в основании среднего триаса в разрезах окважин Нордвикского района. На Южно-Тигянской брахиантиклинали морские отложения нижнего триаса полностью выпадают из разреза, и средний триас налегает непосредственно на эффузивно-туфовую свиту.

Средний триас начинается анизийским ярусом. Это алевролиты и песчаники, часто пестроцветные, иногда туфогенные, с косою слоистостью и растительными остатками, мощностью до 125 м в Нордвикском районе и до 320 м у северного борта впадины. Анизийские слои содержат богатую фауну, определяющуюся Л. Д. Кипарисовой и Ю. Н. Поповым: *Arctohungarites triformis* Mojs., *Hungarites aff. solimani* Toulal, *H. gusevi* Kirar., *H. tetragonus* Voin., *H. involutus* var. *laevis* Kirar., *Ptychites* cf. *trochleaeformis* Lindstr., *Stenopopanoceras mirabilis* Попов, *Parapopanoceras* cf. *torelli* Mojs., *Beyrichites migayi* Kirar., *Gervillia?* *arctica* Kirar., *Myophoriopsis* cf. *gregaroides* Phill.

В районе мыса Цветкова верхние горизонты анизийских отложений, представленные преимущественно песчаниками, охарактеризованы *Amphipopanoceras* (?) sp., *Grypoceras* aff. *whitneyi* Gabb, *Gervillia?* *arctica* Kirar., *Trigonodus* cf. *praelongus* Kirar., *Lingula polaris* Lundgr. (Мигай, 1952; Грамберг, 1958).

Анизийские слои перекрываются отложениями предположительно ладинского яруса, выделяемыми в Нордвикском районе в гуримисскую свиту, представленную песчаниками с прослоями алевролитов и конгломератов, с растительными остатками. В районе мыса Цветкова в верхней части ладинских отложений (цветковская свита И. С. Грамберга) преобладают песчано-глинистые породы с тонкими пропластками угля. Мощность этих отложений в Нордвикском районе 70—140 м, в районе мыса Цветкова — 225 м. В районе возвышенности Тулай-Кирыка-Тас В. А. Виноградов относит указанные отложения к верхнему триасу на основании находок в них определявшейся Н. Д. Василевским флоры *Taeniopteris tajmyrensis* Vas., *Juccites* cf. *spathulatus* Pryn.

Однако в других районах рассматриваемые слои перекрываются карнийским ярусом, что и позволяет относить их к ладинскому ярусу.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний триас начинается с карнийского яруса, сложенного серыми аргиллитами и глинами, переходящими кверху в алевролиты и затем в песчаники, которыми и заканчивается разрез яруса. Мощность отло-

жений карнийского яруса колеблется от 30—55 м в Нордвикском районе до 175 м в районе мыса Цветкова. К востоку от последнего верхний триас не обнаружен. Карнийские глинистые отложения содержат определяющуюся Л. Д. Кипарисовой фауну *Discophyllites* sp., *Germanonautilus* sp. ind., *Arctites* sp., *Halobia zitteli* Lindstr., *Pseudomonotis tasyriensis* Vog., *Pecten* cf. *derbekensis* Kipar., *P.* ex gr. *hiemalis* Toll, *P.* ex gr. *acutella* Hogn., *Lingula* cf. *polaris* Lundgr.

В Нордвикском районе к карнийским отложениям приурочен описанный А. А. Герке (1953) комплекс микрофауны *Bentalina praenuda* Gerke, *Cristellaria* ex gr. *prima* Orb., *C.* ex gr. *varinas* Hogn., *Ogmoconcha* sp.

Над карнийскими отложениями залегает толща серых песчаников, чередующихся с алевролитами и глинами, с прослоями конгломератов, углистых сланцев и каменных углей. Эта толща выделяется в Нордвикском районе в чайдахскую свиту, в то время как на мысе Цветкова ей присвоено наименование немцовской свиты. Мощность чайдахской свиты (Нордвикский район) определяется в 25—100 м, немцовской (мыс Цветкова) — 244 м. В породах содержатся растительные остатки, описанные Н. А. Шведовым как *Neocalamites* aff. *hoerensis* (Schimp.) Halle, *Cladophlebis zwetkoviensis* Schwed., *Glossophyllum* (?) *spathlatum* (Prin), *Podozamites zwetkovii* Schwed., а также споры и пыльца, по заключению Э. Н. Кара-Мурзы, верхнетриасового типа.

Можно предположительно отнести рассматриваемую свиту к норрийскому и рэтскому ярусам. В кровле ее устанавливается крупный размыв, отделяющий триасовые отложения от юрских. Надо, однако, оговориться, что в Нордвикском районе намечается перерыв и в основании чайдахской свиты.

Изучение вещественного состава триасовых отложений показывает постоянное присутствие в породах, особенно ниже- и среднетриасовых, продуктов разрушения траппов в виде галек, обломков пород и минералов. Песчаники зачастую имеют примеси туфогенного материала, переходят в туффиты и туфопесчаники. В конгломератах верхнего триаса Нордвикского района появляются и гальки метаморфических и кислых эффузивных пород. Следовательно, наряду с размывом траппов на Таймыре и Сибирской платформе в триасе существовали и другие источники сноса, возможно в области моря Лаптевых.

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Усть-Енисейской впадины на Мало-Хетской антиклинали начиная с 1943 г. многими исследователями ошибочно выделялись все три отдела триаса. Исследования В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной показали, что относимые к триасу отложения в действительности являются нижнеюрскими. Это подтвердилось находками в них фауны и микрофауны. Нижнетриасовый возраст имеют лишь, как впервые предположил Н. А. Гедройц, сильнодислоцированные и метаморфизованные породы эффузивно-аргиллитовой свиты, на которые юра налегает с резким угловым несогласием. Эти породы изучались А. Г. Алексиним, А. В. Щербаковым, А. С. Запорожцевой и Л. Д. Мирошниковым, А. Г. Алексин относил их к перми, А. В. Щербаков — к нижнему триасу, последние два исследователя — к пермо-триасу.

Эффузивно-аргиллитовая свита вскрыта скважинами только в юго-западной части Мало-Хетской антиклинали на Мало-Хетском поднятии

на площади около 12 км². Ни одна скважина не достигла подошвы свиты. Скважина 14-Р прошла по этим породам 970 м, что при углах падения 45—50° дает истинную пройденную мощность около 700 м. Породы представлены пестроцветными туфогенными аргиллитами с прослоями туфопесчаников, покровами основных эффузивов и силлами диабазов. В ряде других скважин пройдены такие же породы, но вследствие крутых углов падения нельзя сказать с уверенностью, повторяют ли они разрез скважины 14-Р или должны наращивать его. На северо-западном крыле структуры в скважине 3-Р вскрыты на 480 метре (истинная мощность с поправкой на углы падения от 35 до 80° не менее 300 м) черные аргиллиты с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и туффитов, с силлами траппов. Судя по различию в составе, эти породы, вопреки мнению Л. Д. Мирошникова, не должны совмещаться с разрезом скважины 14-Р. Таким образом, мощность эффузивно-аргиллитовой свиты в пределах Мало-Хетской антиклинали не менее 1000 м, а возможно, и значительно больше.

В нижних горизонтах черных аргиллитов присутствуют, по определениям Е. М. Люткевича, *Estheria gutta* Lutk., *E. aequale* Lutk. и др., характерные для корвунчанской свиты на р. Нижней Тунгуске и для ветлужского яруса Русской платформы. Здесь же найдены остатки, по заключению Е. Э. Беккер-Черноусовой, предположительно нижнетриасовых насекомых из семейств Cixiidae (*Boreocixius* gen. nov.) и Geinitziidae. Все это дает основание относить эффузивно-аргиллитовую свиту к нижнему триасу, считая ее, в соответствии с мнением Н. А. Гедройца, аналогом корвунчанской свиты р. Нижней Тунгуски.

Можно также предполагать, что эффузивно-аргиллитовая свита Мало-Хетской антиклинали отвечает по возрасту лавовой толще Сибирской платформы и Таймырской складчатой области, слагающей борта Усть-Енисейской впадины и имеющей мощность на Сибирской платформе не менее 2 км. Эта толща, переходя по простиранию в эффузивно-аргиллитовую свиту, используется, вероятно, очень широкоим распространением в Усть-Енисейской впадине, входя в состав ее фундамента.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

На Сибирской платформе к триасу относят образование мощной толщи вулканогенных пород, формирование которой тесно связано с проявлением траппового вулканизма. Эта своеобразная толща, в составе которой осадочные породы имеют подчиненное значение, играет преобладающую роль в геологическом строении Тунгусской синеклизы (особенно в северной ее части). Весьма значительна их роль в геологическом строении Норильского района, охватывающего северную часть расположенного вдоль западной окраины Сибирской платформы Хантайско-Рыбинского вала. В отличие от аналогичных образований Таймырской складчатой области и Хатангской впадины на отдельных ограниченных по площади участках Тунгусской синеклизы, в частности в районе рек Котуга и Маймечи, установлено присутствие эффузивных пород не только основного, но и щелочного состава.

Бедность палеонтологическими остатками чрезвычайно затрудняет стратиграфическое расчленение этой весьма мощной толщи, вследствие чего оно строится главным образом на литологической основе. Лишь для самых нижних горизонтов этой толщи, в составе которых опреде-

ленную роль играют осадочные образования, содержащие растительные остатки, а кое-где и фауну, удается получить более определенные стратиграфические критерии, основанные на палеонтологических материалах. Но и это можно сделать не на всей рассматриваемой обширной территории. Особые условия формирования вулканогенной толщи обуславливают весьма значительные изменения ее мощности как в целом, так и отдельных ее горизонтов, что создает дополнительные трудности при сопоставлении частных разрезов.

Толща вулканогенных пород на Сибирской платформе разделяется на две части: туфогенную, где преобладающая роль принадлежит пирокластическим породам, и лавовую, в составе которой пирокластические породы имеют подчиненное значение. Это разделение имеет силу почти для всей рассматриваемой области развития вулканогенных пород, и лишь на отдельных ее участках отмечается значительное сокращение мощности нижней, туфогенной ее части, вплоть до полного выпадения из разреза (Норильский район). В наименовании этих подразделений нет единства. Одни исследователи сохраняют за ними название, основанное на литологическом характере, в то время как другие берут в основу региональный принцип обозначения стратиграфических подразделений. Наиболее широкое признание для обозначения нижней туфогенной части разреза вулканогенной толщи нижнего триаса, преимущественно для тех участков, где она имеет палеонтологическое обоснование, получила корвунчанская свита. Верхняя часть разреза, где преобладающая роль принадлежит лавовым покровам, по предложению Я. И. Полькина, выделяется как пугоранская серия.

ТУНГУССКАЯ СИНЕКЛИЗА

Южная часть

В южной части Тунгусской синеклизы отложения нижнего отдела триасовой системы представлены главным образом вулканогенными образованиями. Нижние горизонты мощной толщи вулканогенных пород, сложенные преимущественно туфами, обычно выделяются под названием корвунчанской свиты, а вышележащие, преимущественно базальтовые, именуются пугоранской серией.

Корвунчанская свита представлена туфогенными породами, залегающими преимущественно на пермских отложениях, обычно с размывом. Неоднократно наблюдалось несогласное налегание туфогенных толщ триаса на пермские песчаники. На крайнем юге синеклизы туфы залегают на угленосных породах катской свиты, имеющей средне- и верхнекаменноугольный возраст. В долине р. Чуни пермские и каменноугольные отложения на отдельных участках были почти размывы до начала накопления туфов. Дальше к северу туфы лежат с размывом, главным образом на угленосных толщах, но иногда на карбонатных породах различного возраста. В долинах рек Вэтэтэ и Юнари они лежат на известняках ордовика, в долине р. Датыкты — на породах нижнего силура, в среднем течении р. Учами — на девонских отложениях, в среднем течении р. Таймуры — на красноцветных, вероятно также девонских, отложениях, в долине р. Корвунчаны — на нижнекаменноугольных известняках и т. д.

В строении корвунчанской свиты принимают участие серые и буровато-серые, реже зеленовато-, желтовато- и розовато-серые туфы и туфобрекчии, которым подчинены пачки осадочных пород, не содержащие пирокластического материала. Редко встречаются прослои хемогенных пород.

Туфобрекчии приурочены местами к нижним горизонтам свиты и слагают обычно локализованные участки, располагающиеся вблизи вулканических аппаратов; выше по разрезу они встречаются реже, а в самых верхах его, вообще, почти совсем отсутствуют. Пепловые туфы, наоборот, появляются только в верхних горизонтах.

Туфобрекчии состоят из крупных обломков различных пород, представленных главным образом долеритами (интрузивными), а также базальтами и долерито-базальтами. В несколько меньшем количестве присутствуют обломки мелкообломочных туфов и пермских песчаников; еще реже встречаются более мелкие обломки алевролитов и аргиллитов. В долинах рек Корвунчаны (нижнее течение) туфобрекчии содержат большое количество обломков нижекаменноугольных известняков. В долине р. Нидым, по данным Б. В. Ткаченко, среди туфов встречена брекчия, состоящая из обломков каменного угля.

В туфах в единичных случаях были встречены обломки кварцито-видного песчаника, каменного угля и серого каменноугольного (?) известняка. М. Л. Лурье отмечает также редкие находки обломков верхнекембрийского мергеля, среднекембрийского известняка и докембрийских гранитов. Изредка туфы содержат вулканические бомбы и лапилли.

Во многих горизонтах туфов с различными размерами обломков, так же как и в туфопесчаниках, наблюдаются многочисленные обуглившиеся обломки древесины размером до 3—5 см. В мелкообломочных и пепловых туфах и в туфопесчаниках иногда встречаются оолитоподобные пепловые образования, имеющие концентрическое строение и сложенные тонким пепловым материалом (пепловые градины, пизолитовые туфы).

Большая часть туфов не слоиста, но иногда наблюдается очень слабая сортировка обломочного материала. В бассейне р. Нижней Тунгуски и в некоторых других местах в средне- и мелкообломочных туфах появляются караваеобразные тела (диаметром до 0,3 м), сложенные пренимом, имеющим почковидное строение. Они располагаются чаще всего горизонтально и в некоторых обнажениях создают впечатление слоистости.

Туфопесчаники встречаются во всех горизонтах разреза корвунчанской свиты. Они сложены вулканогенным материалом, к которому в значительной части примешиваются обломки, несущие следы водной обработки — зерна кварца, окатанные обломки светлых песчаников и темных алевролитов. В большом количестве наблюдаются также угловатые обломки базальтов, долеритов и реже песчаников. Туфопесчаники чередуются с туфами и содержат изредка прослои полимиктовых песчаников, алевролитов и еще реже аргиллитов. Между туфопесчаниками и туфами обычно наблюдаются постепенные переходы, но местами они отделяются друг от друга резкими границами размыва (в подошве туфопесчаниковых горизонтов). Между туфопесчаниками и полимиктовыми песчаниками границы чаще всего резкие, иногда также со следами внутриформационных размывов. Нередко в обнажениях туфопесчаников наблюдается неясно выраженная горизонтальная и косая слоис-

тость. Мощность отдельных туфопесчаниковых горизонтов иногда достигает 60 м.

Полимиктовые песчаники встречаются также в различных частях корвунчанской свиты. Обычно прослои их маломощны (до 1—1,5 м) и быстро выклиниваются. В долине р. Тутончаны у устья р. Юкты в корвунчанской свите Б. В. Ткаченко описал темно-коричневый тонкослойный горючий сланец (прослои до 0,2—0,3 м мощностью), переслаивающийся с красновато-серым мелкозернистым песчаником.

К корвунчанской свите относятся алевролиты, встреченные Л. М. Шороховым в 1936 г., а позже другими исследователями по рекам Корвунчаны и Кирымки. В этих алевролитах были найдены отпечатки флоры хорошей сохранности, в составе которой В. Д. Принада определил следующие формы: *Cladophlebis kirjamkensis* P r., *C. plectophora* P r., *C. jeniseica* P r., *C. cf. concinna* (Presl.), *Pecopteris crenata* P r., *Sphenopteris rangiferina* P r., *S. kirjamkensis* P r., *Ctenopteris angustiloba* P r., *Tainopteris ensis* (Oldh.), *Elatocladus pachyphylla* P r. и др. Из тех же обнажений в долине р. Корвунчаны А. И. Емельяновой были собраны пеллециподы, изученные Л. А. Рагозиным. По его данным, здесь имеются *Utshamiella tungussica* Ra g., *U. opinata* Ra g., *U. obrutschevi* Ra g., *U. babicamonsis* Ra g., *U. emelyanovae* Ra g., также являющиеся нижнетриасовыми.

Из сборов Енисейско-Ленской экспедиции Арктического института Л. С. Бергом были описаны следующие остатки рыб: *Evenkia cunoteptera* Berg, *Tungisichthys acentrophowides* Berg, *T. derjgini* Berg, *Arctosomus sibiriens* Berg. По сборам Г. Г. Моора из бассейна р. Нижней Тунгуски Е. М. Люткевич описал эстерию *Estheria gutta* Lutk., *E. acynale* Lutk., *E. evekicnsis* Lutk.

В верхних горизонтах корвунчанской свиты Р. М. Зивзах в бассейне р. Северной были найдены отпечатки флоры *Pecopteris* aff. *angusta* H r., *Cladophlebis* sp. (определения М. Ф. Нейбурга).

В долине р. Южной Чуни в туфогенной толще Е. С. Рассказовой в 1952 г. была собрана флора: *Cladophlebis* sp., *Baiera* sp., *Desmiophyllum* sp., *Chiropteris* (?) sp., *Ginkgo* sp., *Glossophyllum* sp. и др.

Приведенные выше списки фауны и флоры указывают на нижнетриасовый возраст вмещающих осадков.

Сведения о присутствии в корвунчанской свите остракод, характерных, по мнению М. И. Мандельштама, для верхнепермских отложений, малообоснованны. Определенные им экземпляры имели очень плохую сохранность.

Весьма интересны находки костных брекчий в туфопесчаниках корвунчанской свиты. Первая находка была сделана экспедицией Б. В. Ткаченко в долине р. Нижней Тунгуски на участке между поселками Тура и Амо. Здесь в одном горизонте были встречены отмеченные выше эстерины, остракоды, отпечатки растений, остатки рыб и кости личиночной формы стегоцефала, которого И. А. Ефремов назвал *Tungussogyrinus berge* Ef. Плохая сохранность костей не позволила И. А. Ефремову (1955) более точно определить стегоцефала и он высказывает следующие два предположения. Согласно первому, *Tungussogyrinus* принадлежит к бронхиозаврам, и тогда возраст вмещающих толщ не моложе перми. Согласно второму предположению, он представляет личинку высших лабиринтодонтов; возраст туфопесчаников, содержащих кости, в этом случае может быть расценен как сред-

ний триас. Последнее является более правильным, так как в этом же районе на междуречье Нидым и Яду в туфогенных породах А. П. Труфановой была найдена вторая костная брекчия, из которой И. В. Арембовским были определены остатки динозавров из отряда *Ornithischia*. Хотя эти динозавры появились еще в триасе, И. В. Арембовский считает, что возраст вмещающих пород является юрским. Находки тунгусогиринуса и динозавра сделаны в одной и той же толще на близлежащих участках. В первом случае триас является верхним возрастным пределом, а во втором — нижним, поэтому вероятнее всего вмещающие породы должны быть триасовыми, а не пермскими и не юрскими.

Следует отметить, что кости амфибии, найденные Н. Н. Тазихиным в долине р. Подкаменной Тунгуски и изученные И. А. Ефремовым в 1949 г., были обнаружены в песчаниках, подстилающих корвунчанскую свиту; поэтому принадлежность их к нижней перми не может указывать на пермский возраст этой свиты.

Мощность корвунчанской свиты на юге в бассейне р. Ангары равна 200—250 м. Севернее она возрастает и в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски, Нижней Тунгуски и ее притока р. Таймуры достигает 350—400 м и, возможно, бывает больше (до 500—600 м).

В верхней части корвунчанской свиты, как уже упоминалось, в туфах наблюдается уменьшение крупности обломочного материала; туфобрекчии и грубообломочные туфы здесь отсутствуют, но увеличивается количество пепловых прослоев и туфопесчаников. На юго-западном крыле Тунгуской синеклизы в верхней части свиты И. Ф. Белостоцкая отмечает прослой мелкозернистых известняков и в одном обнажении линзу ангидрита мощностью 20—25 м.

Покровы базальтов среди туфов в нижней и средней части корвунчанской свиты встречаются редко; в верхней ее части маломощные покровы присутствуют постоянно, причем вверх по разрезу количество их увеличивается. Увеличение числа покровов и их мощностей в верхней части свиты не везде одинаково — оно возрастает с запада на восток и с юга на север. Таким образом происходит постепенная смена по простирацию туфогенных толщ лавовыми. Следовательно, верхняя часть корвунчанской свиты более южных районов синхронна нижней части толщ пугоранской серии северных районов. Местами между корвунчанской свитой и пугоранской серией наблюдается размыв. На северо-восточном крыле синеклизы базальты пугоранской серии на отдельных участках непосредственно перекрывают продуктивные пермские отложения.

Пугоранская серия (лавовая толща) развита в центральной части Тунгуской синеклизы. Толща сложена преимущественно базальтами и в меньшей мере пирокластическими и терригенными породами. На западном крыле синеклизы базальтовые покровы распространены главным образом к северу от долины р. Нижней Тунгуски; южнее они появляются в бассейне р. Чикты, а дальше к востоку распространяются шире. В районе пос. Ейка граница лав снова пересекает долину р. Нижней Тунгуски и уходит к северо-востоку в верховья р. Улахан-Вава, откуда поворачивается сначала к северу, а затем к северо-западу до р. Воеволи-Хан и дальше протягивается на север вдоль восточного крыла Тунгуской синеклизы.

В нижней части толщи почти все покровы базальтов разделяются пластами обломочных пород, в верхней ее части покровы базальтов иногда налегают непосредственно друг на друга и определить границу

между ними можно по наличию миндалекаменных горизонтов, слагающих обычно верхнюю часть покрова. Изредка в толще базальтов наблюдаются внутрiformационные размывы.

Мощности базальтовых покровов в среднем колеблются от 4—6 до 18—20 м, причем бывают и меньшие и большие. Протяженность их различная — отдельные покровы выклиниваются на коротких расстояниях, но чаще они прослеживаются на многие десятки километров. Прослои и линзы туфогенных и осадочных пород присутствуют в толще базальтов в подчиненном количестве и имеют мощности от нескольких сантиметров до 5—8, реже до 30 м; по простиранию они иногда выдерживаются на большие расстояния, иногда же быстро выклиниваются. В прослоях, разделяющих покровы, преобладают песчаники. Туфопесчаники и туфоалевролиты присутствуют в меньшем количестве. Еще реже встречаются средне- и мелкообломочные туфы. Последние приурочены главным образом к нижней части разреза. В осадочных и вулканогенно-осадочных породах часто заметна хорошо выраженная слоистость.

А. А. Боручинкина, И. Ф. Белостоцкая и др. делят путоранскую серию на три свиты (снизу вверх): нидымскую, кочечумскую и ямбу-канскую.

*Нидымская свита*¹ распространена по краям лавового поля и обнажается главным образом в долинах рек. Она сложена покровами базальтов, переслаивающихся с прослоями и линзами туфогенных и осадочных пород. Нередко между покровами наблюдаются следы размывов. В верхних частях почти всех покровов присутствуют миндалекаменные горизонты. Изредка в базальтах встречаются гнезда исландского шпата. Местами среди базальтовых покровов, как отмечает А. А. Боручинкина, появляются значительные участки лавовых брекчий. В более северных районах по стратиграфическому положению нидымской свите соответствует аянская свита. Мощность ее 150—200 м.

Кочечумская свита, как и нидымская, распространена по периферии лавового поля и слагает большие водораздельные пространства ближе к его центральной части. Эта свита в отличие от нижележащей содержит лишь небольшое количество прослоев туфопесчаников. Среди многочисленных маломощных покровов базальтов наблюдается несколько более мощных (до 40—80 м?) покровов, развитых на больших площадях. Для всех базальтовых покровов характерно слабое развитие миндалекаменных горизонтов. Мощность кочечумской свиты, по данным А. А. Боручинкиной, на юге колеблется от 300 до 400 м, а на севере (верховья рек Кочечумо, Котуйкана и Курейки) доходит до 700—800 м. Эта свита по положению в разрезе условно сопоставляется с дялячинской и капчугской (ханно-макитской) свитами, выделенными для более северных районов Я. И. Полькиным, А. А. Межвилком, В. А. Марковским и другими исследователями.

Ямбуканская свита слагает водораздельные пространства в среднем и верхнем течении рек Тутончаны, Виви, Тембенчи, Эмбенчима. По особенностям строения эта свита сходна с нидымской. Она сложена преимущественно маломощными (от 8 до 18 м) покровами базальтов, перемежающимися с прослоями туфопесчаников, песчаников и алевролитов (мощность от 3 до 15 м). От кочечумской свиты ямбуканская отделяется пачкой песчаников и алевролитов, в которых хорошо окатан-

¹ Первоначально она выделялась под названием «туринская».

ные зерна сложены главным образом обломками стекловатых базальтов; мощность пачки 20 м. Над ней залегает покров со слабо выраженным миндалекаменным горизонтом, имеющий мощность от 35 до 60 м (?). Так же как и подстилающая пачка осадочных пород, этот базальтовый покров хорошо прослеживается почти на всей площади распространения ямбуканской свиты. Миндалекаменные горизонты весьма отчетливо видны и в других покровах свиты. Общая мощность свиты колеблется от 80 до 120 м. Ямбуканская свита может быть сопоставлена с неракарской свитой, развитой в более северных районах. Общая мощность пород пугоранской серии в центральной части Тунгусской синеклизы достигает 1200 м, севернее она возрастает до 1600—2000 (?) м.

Прослой осадочных пород в лавах пугоранской серии местами содержат отпечатки флоры, а иногда и другие палеонтологические остатки, позволяющие определить нижнетриасовый возраст серии. В долине р. Нижней Тунгуски М. Я. Поповым и Р. М. Зивзах в нидымской свите была собрана флора *Cladophlebis* sp., *Elatocladus* sp. (определения М. Ф. Нейбург). В долине р. Кирямки (правый приток р. Туру) Л. М. Шороховым в этой же свите найдены *Cladophlebis (Todites) simplicinervis* Pr., *C. kirjamkensis* Pr., *C. lobifera* Pr., *C. jeniseica* sp. nov., *C. disjuncta* Pr. (определения В. Д. Принады). В бассейне руч. Хомотого (приток р. Тутончаны), по данным А. А. Боручинкиной, присутствуют *Otozamites* sp., *Cladophlebis* sp., *Pecopteris* aff. *angusta* Hr. (определения М. Ф. Нейбург). В бассейне р. Тутончаны, в долине р. Ванге Р. И. Милосердовой были найдены также стволы деревьев, погребенные в лавах. Частично они были полностью углефицированы и сильно минерализованы кальцитом, частично древесина слабо обожжена и настолько хорошо сохранилась, что ножом легко откалывались щелки. В туфопесчаниках, лежащих под лавами, были встречены отпечатки, определенные Е. С. Рассказовой как *Walchia* sp.

Севернее Полярного круга в бассейне оз. Хантайского из отложений, соответствующих нидымской свите (аянская свита, по М. Н. Благовещенской), собраны отпечатки флоры *Cladophlebis lobifera* Pr., *C. kirjamkensis* Pr., *C. chantaica* Grebr., *Elatocladus cylindrica* Pr., *Taeniopteris ensis* Oldh., *Neuropteridium angustatum* Grebr. sp. nov., *Rhipidopsis* sp. (cf. *R. tomiensis* Radcz.), *Yavorskia chantaica* Radcz. sp. nov., *Voltzia* aff. *heterophylla* Brongn., *Sphenobaiera* sp. (определения Г. П. Радченко). Кроме того, здесь же были собраны пеллециподы, эстерины, остракоды, мелкие гастроподы и чешуя ганоидной рыбы. Из этого же района в 1942 г. С. В. Шумиловым была собрана флора, определенная В. А. Хахловым как *Cladophlebis adnata* (Goerr), *Retinosporites sibirica* Neub., *Podozamites lanceolatus* Lindl. et Hutt. В. А. Хахлов отмечает, что *Retinosporites sibirica* характерен для мальцевской свиты, но, так как *Podozamites lanceolatus* типичен для юры, исследователь всю лавовую толщу считает юрской. Однако следует отметить, что, кроме В. А. Хахлова, юрская флора из пугоранской серии никем не определялась.

Большая часть приведенной выше флоры сходна с флорой мальцевской свиты Кузбасса и указывает на нижнетриасовый возраст содержащих ее осадков. Следует отметить, что все перечисленные отпечатки растений были собраны из нижней и средней частей пугоранской серии, поэтому не исключается более молодой возраст верхних ее горизонтов.

ТУНГУССКАЯ СИНЕКЛИЗА**Северная часть**

В северной части Тунгусской синеклизы разрез триасовых отложений начинается туфогенными породами (туфовая толща) проблематичного возраста, подстилающими принадлежащую уже несомненно триасу пугоранскую лавовую серию. Породы эти весьма разнообразны по своему составу, но общим для них является содержание в них или иных количествах туфового материала.

Здесь можно наблюдать все переходы от типичных вулканических туфов — плотных тонкозернистых, грубообломочных — агломератовых до почти нормальных, содержащих лишь незначительную примесь туфового материала осадочных пород — туффитов. Среди туфогенных отложений встречаются пачки нормальных осадочных пород — песчаников, сланцев, к которым преимущественно и приурочены находки фауны — пелециподы, остракоды, эстерины, — имеющей, как правило, мезозойский, точнее — триасовый облик. Отмечается также присутствие пластов и пропластков угля. Местами наблюдается переслаивание туфогенных пород с лавовыми покровами, но в отличие от вышележащей, пугоранской серии лавовые покровы здесь немногочисленны. Мощность толщи туфогенных пород колеблется в весьма широких пределах для различных участков рассматриваемой нами области и, по-видимому, зависит от расположения этих участков по отношению к центрам вулканических извержений.

Так, для района р. Котуя мощность толщи туфогенных пород определяется в 150 м, в то время как в районе р. Хеты Г. Г. Моор указывает на мощность 650—800 м; в районе Норильска эти породы замещаются по простиранию нижними горизонтами лавовой толщи. В настоящее время можно лишь указать на некоторую закономерность, согласно которой мощность толщи туфогенных пород возрастает в пределах Тунгусской синеклизы в направлении с запада на восток и с севера на юг.

Залегают туфогенные породы обычно на континентально-лагунных отложениях тунгусской серии, но в отдельных местах установлено их залегание на нижележащих породах морского палеозоя.

Вулканогенные образования туфовой толщи обнажаются преимущественно в окраинных частях Тунгусской синеклизы — вдоль границ лавового поля. На восточном крыле Тунгусской синеклизы они широко развиты в бассейне р. Котуя, а также в истоках р. Маймечи. Широкое распространение туфов установлено также к северу от Анабарского поднятия, в Попигайской котловине. На западном крыле Тунгусской синеклизы, в Норильском районе, туфовая толща как самостоятельное стратиграфическое подразделение не выделяется, так как мощность туфогенных образований здесь незначительна. Южнее Норильска, в районе Хантайского озера, мощность толщи туфогенных пород увеличивается до 230 м и здесь уже можно говорить о ней как о самостоятельном стратиграфическом горизонте.

Характеризуя состав туфогенных образований восточного крыла Тунгусской синеклизы (бассейн рек Маймечи и Котуя), следует отметить, что в отличие от других частей Тунгусской синеклизы здесь они представлены не только базальтовыми (основными) туфами, но и туфами авгитового, щелочного состава. Последние пользуются ограниченным распространением. Преобладают темно-серые и зеленовато-се-

рые туфы, туфопесчаники и туфобрекчии основного состава. Подчиненное значение имеют туффиты и нормально осадочные породы — аркозовые песчаники, глинистые и углисто-глинистые сланцы. В бассейне нижнего течения рек Котуя и Маймечи распространены преимущественно базальтовые туфы монолитного облика, без признаков сортировки кластического материала. Местами в них присутствуют небольшие включения размером 1—5 см, имеющие вид типичных лапилли. В верхней части разреза залегают мелкозернистые, реже грубозернистые темно-серые туфопесчаники. В них встречаются прослои более светло-серых и зеленовато-серых туфопесчаников.

В пределах верхнего течения рек Котуя и Маймечи туфовая толща представлена исключительно базальтовыми туфами, которые отличаются непостоянством и невыдержанностью состава как в вертикальном направлении, так и по простиранию. Здесь наблюдаются участки, сложенные целиком только туфами и туфопесчаниками (местами в них присутствуют небольшие прослои глинистых сланцев) и участки, характеризующиеся преобладанием туфобрекчии и агломератовых туфов. Авгитовые туфы распространены преимущественно в бассейнах течений рек Котуя и Маймечи. По сравнению с базальтовыми туфами этого района они имеют более грубозернистый облик и содержат большое количество обломков пород и местами переходят в типичные туфобрекчии. В составе обломков преобладают щелочные породы (авгиты, лимбургиты).

В Попигайской котловине широким распространением пользуются агломератовые и кристаллокластические туфы авгитов и базальтов, частично переслаивающиеся с лавовыми покровами.

Вопрос о возрасте толщи туфогенных пород не получил еще однозначного решения. Те немногочисленные палеонтологические находки, которые были сделаны за последнее время, говорят о том, что вулканическая деятельность, обусловившая формирование пород, началась одновременно по всей рассматриваемой нами территории и протекала не в виде непрерывного процесса, а спорадически. Сам процесс формирования толщи был весьма неблагоприятен как для накопления органических осадков, так и для последующего их сохранения. Отдельные находки флоры представлены формами, которые свидетельствуют как о верхнепермском, так и о нижнетриасовом возрасте содержащих их отложений. Так, могут быть упомянуты данные А. А. Кордикова и П. Н. Кабанова о находках среди пород туфовой толщи в бассейне р. Хеты флоры, которая, по определению Г. Д. Принады, принадлежит к родам *Sphenopteris* sp. и *Cladophlebis* sp., характерным для корвунчанской свиты бассейна р. Нижней Тунгуски (нижний триас). Я. И. Польшин и А. В. Зивзах указывают, что среди пород туфовой толщи в бассейне р. Котуя ими были найдены остатки флоры, представленной, по определению Н. А. Шведова, родами *Taeniopteris* sp. и *Calopteris* sp. и во многих чертах сходной с флорой отложений верхней перми Сучанского района. С. Ф. Козловская сообщает о находках в туфах бассейна р. Кочечума флоры, которая определена Н. Д. Василевской как папоротники *Cladophlebis lobifera* Ргуп., характеризующий самые низы триаса. Эти данные соответствуют указаниям Е. С. Рассказовой о находках флоры *Sphenopteris* sp. *microphylla*, *Cladophlebis* sp. пов. в породах туфовой толщи в бассейне р. Курейки.

Начало формирования туфовой толщи в конце пермского периода подтверждается присутствием туфогенного материала в верхних гори-

зонтах пермских отложений, что известно для отдельных участков бассейна р. Котуя. В то же время для более южных частей Тунгусской синеклизы определен нижнетриасовый возраст туфогенных отложений (корвунчанская свита на р. Нижней Тунгуске), и это служит основанием для вывода о том, что вулканическая деятельность, начавшаяся на данной территории в верхней перми, наиболее широкое развитие приобрела в триасовое время. Приведенные выше соображения позволяют считать, что возраст туфовой толщи устанавливается в пределах верхней перми — нижний триас.

Путоранская серия достаточно определенно относится к нижнему отделу триасовой системы. Она представляет мощную толщу основных лав — траппов, образующих ряд налегающих один на другой эффузивных покровов. В нижней части разреза этой серии покровы разделены пачками или прослоями различных туфогенных пород и, как исключение, незначительными по мощности горизонтами нормальноосадочных образований. Это служит основанием для выделения на отдельных участках переходной туфолавоваы толщи.

Область преимущественного распространения путоранской лавовой серии приурочена к обширным водораздельным пространствам рек Енисей, Котуя, Нижней Тунгуски. На севере ее граница определяется крутым уступом, ограничивающим с юга заполненную четвертичными отложениями Таймырскую низменность. На востоке путоранская серия выделяется в пределах узкой полосы, протягивающейся от низовьев р. Котуя к р. Анабару и ограничивающей с севера область распространения пород нижнего палеозоя.

Породы, слагающие путоранскую серию, довольно однообразны по составу. Преобладают среди них так называемые среднезернистые базальты. К нижней части покровов приурочены разности, выделяющиеся как мелкозернистые базальты с интерсертальной структурой, а также миндалекаменные базальты. В верхней части покровов залегают миндалекаменные базальты — мандельштейны. Мощность путоранской серии весьма непостоянна и для различных частей района определяется в пределах от 100—150 до 1500 м.

Несколько особый характер имеет путоранская серия на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы, в области междуречья Котуя и Маймечи. Здесь в основании серии залегают ряд покровов, сложенных породами щелочного состава, преимущественно меланократовыми нефелиновыми базальтами. Подчиненное значение имеют другие разновидности меланократовых щелочных базальтоидов: лимбургиты, авгититы, меланократовые нефелиниты, анкаратриты. Ниже покровов обычно залегают туфы и вулканические брекчии этих пород. Лавы щелочного состава залегают также и в верхней части разреза путоранской серии этого района.

Я. И. Полькин на основе обобщения материалов геологических съемок дает следующую схему стратиграфического расчленения толщи вулканогенных пород заполярной части Сибирской платформы. По западной окраине Тунгусской синеклизы в нижней части разреза им выделяются две свиты — сыверминская и хакачанская. В совокупности эти свиты параллелизуются Я. И. Полькиным с корвунчанской свитой бассейна р. Нижней Тунгуски.

Сыверминская свита выделяется в северо-западной части Тунгусской синеклизы, в районе озер Лама, Глубокого, Кета и Хантайского.

где она залегает на пермских отложениях. В составе ее преобладают покровы альбитизированных базальтов, среди которых присутствуют единичные прослои и линзы туфов. Мощность свиты от 155 до 200 м, в районе оз. Глубокого она достигает 355 м.

Вышележащая *хакачанская свита* характеризуется крайней невыдержанностью фациального состава. Она сложена преимущественно разнообразными пирокластическими породами — агломератовыми туфами, туфобрекчиями, псаммитовыми туфами и туффитами. Мощность этой свиты от 200 до 460 м, в районе оз. Глубокого она снижается до 20 м.

В составе путоранской серии на западной окраине и в центральной, наиболее погруженной части Тунгусской синеклизы (плато Путорана) Я. И. Полькиным (снизу вверх) выделяются аянская, ханна-макитская и неракарская свиты (рис. 37).

Аянская свита характеризуется чередованием пачек лавовых покровов, сложенных преимущественно тонкозернистыми мелкогорошчатыми базальтами.

В подчиненном количестве наблюдаются прослои и линзы туфогенных пород (туфов и туффитов). В бассейне среднего течения р. Курейки в верхней части разреза отмечены линзы и прослои известняков. Аналогом аянской свиты в районе Хантайского озера является *логачинская свита*, покровы которой сложены мелкозернистыми альбитизированными базальтами. Мощность аянской свиты от 477 до 500 м, мощность замещающей ее фациально логачинской свиты 150 м.

Ханна-макитская свита объединяет залегающую на аянской свите толщу мелкозернистых базальтов, в основании которой залегает хорошо выраженный «надааянский» маркирующий покров тонкозернистых базальтов. Этот покров прослеживается на большой площади и характеризуется мощностью от 45 до 90 м. В районе оз. Аян мощность его достигает 140 м. Второй мощный (40—45 м) «ханна-макитский» покров приурочен к средней части разреза свиты. Мощность ханна-макитской свиты меняется от 500—600 м в центральных частях плато Путорана до 240—350 м к востоку и западу.

Неракарская свита венчает разрез путоранской серии. Она характеризуется чередованием многочисленных покровов мелко- и тонкозернистых базальтов с маломощными прослоями пирокластических пород — туфов и туффитов. Для пирокластических пород характерны вишнево-красная, темно-серая и черная окраски. В разрезе неракарской свиты выделяются два мощных покрова тонкозернистых базальтов: Ягталийский мощностью 60—70 м и Кахтаминский мощностью 45—50 м. Мощность неракарской свиты 500—550 м.

Сопоставление приведенного разреза путоранской серии с ее разрезом в южной части Тунгусской синеклизы дает основания предположить, что аянской свите соответствует нидымская, ханна-макитской — кочечумская и неракарской — ямбуканская.

По северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы разрез вулканогенной толщи нижнего триаса начинается покровами лав путоранской серии. Лежащая здесь ниже толща вулканогенных пород имеет верхнепермский возраст. Она разделяется на потокуйскую, правобоярскую и ары-джанскую свиты.

Потокуйская свита представлена в нижней своей части осадочными породами, а в верхней — покровами щелочных базальтоидов, разделенными прослоями туфогенных пород щелочного состава.

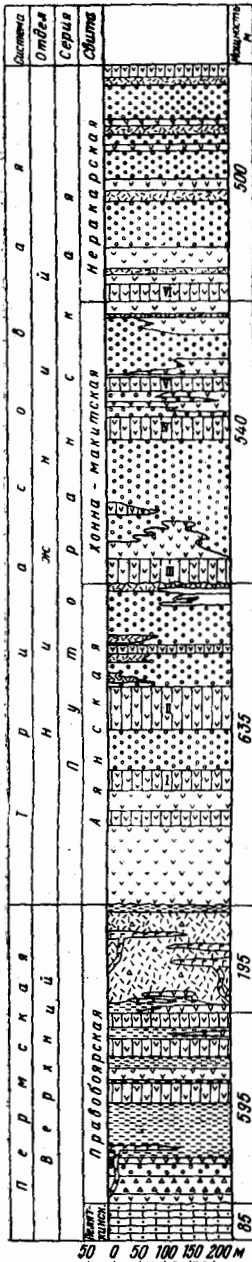


Рис. 37. Разрез эффузивного комплекса бассейнов верхнего течения рек Котуя и Хеты (по Я. И. Полькину, 1958)

1 — покровы мелкогоришчатых базальтов; 2 — покровы тонкозернистых базальтов со сложной ориентировкой столбчатой отдельности; 3 — покровы тонкозернистых базальтов с тонкой вертикальной столбчатой отдельностью; 4 — пелитовые туфы; 5 — пелитовые туффиты; 6 — бурый мелкообломочный туф; 7 — бурый крупнообломочный туф; 8 — кварцево-полевощапчатые песчаники; 9 — интрузии долеритов

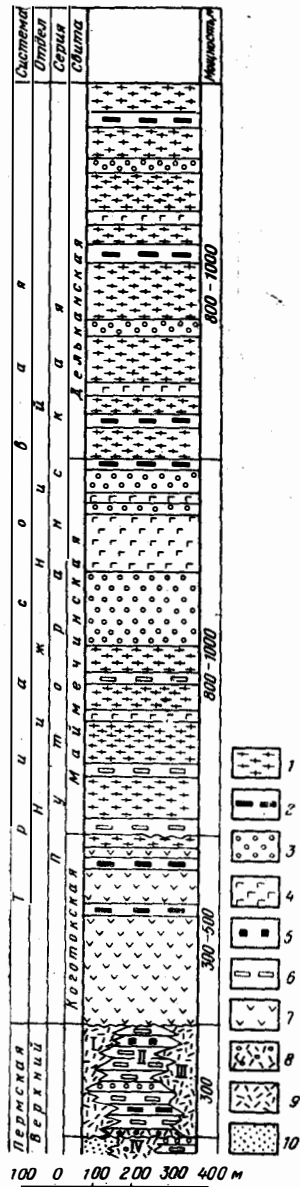


Рис. 38. Разрез эффузивного комплекса бассейнов нижнего течения р. Маймечи и р. Котуя (по Я. И. Полькину, 1958).

1 — трахизальты; 2 — авгититы; 3 — пикритовые базальты; 4 — андезитовые базальты; 5 — анкаратригиполобные щелочные базальтоиды; 6 — меланократовые нефелиновые базальты; 7 — базальты; 8 — туфы щелочных базальтоидов; 9 — туфы базальтов; 10 — полимиктовые песчаники I — правобоярская свита; II — ары-джанская свита; III — каялахская свита; IV — потокуйская свита

Правобоярская свита сложена в основном базальтовыми, преимущественно агломератовыми, псаммитовыми, пелитовыми туфами и в меньшей мере туффитами.

Ары-джанская свита объединяет сложный комплекс щелочных базальтоидов.

В составе путоранской серии на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы выделяются коготокская, маймечинская и дельканская свиты (рис. 38).

Коготокская свита, фациально замещающая в этом районе аянскую, сложена преимущественно покровами тонкозернистых базальтов, среди которых в верхней части разреза отмечено присутствие единичных покровов трахибазальтов. Мощность коготокской свиты 300—500 м.

Маймечинская свита объединяет толщу лавовых покровов, сложенных разнообразными типами щелочных базальтоидов — авгититов, пикритовых андезито-базальтов, пикритовых порфиритов. Мощность маймечинской свиты 800—1000 м.

Дельканская свита, завершающая разрез путоранской серии в этом районе, имеет смешанный состав. Преимущественную роль здесь играют покровы трахибазальтов и в меньшей мере — полевошпатовых базальтов и базанитов. В подчиненном количестве присутствуют покровы авгититов, пикритовых порфиритов, пикритовых базальтов и трахитов. Мощность дельканской свиты 800—1000 м.

Отнесение путоранской лавовой серии к нижнему отделу триасовой системы основывается на данных о ее залегании в южных участках Тунгусской синеклизы на туфогенных породах, содержащих фауну и флору мезозойского, точнее нижнетриасового облика. Отсутствие на всей рассматриваемой территории перекрывающих лавы пород лишает возможности точно установить верхнюю возрастную границу формирования лавовой серии, поэтому нижнетриасовый возраст дельканской свиты определяется условно. Верхние ее горизонты могут соответствовать и более высоким стратиграфическим горизонтам триасовой системы.

Точно установленные отложения среднего и верхнего отделов триасовой системы неизвестны не только в северных районах, но и в пределах всей Тунгусской синеклизы.

ХАНТАЙСКО-РЫБНИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

В Норильском районе верхние горизонты угленосных отложений перекрыты покровами и потоками основных лав, образующими мощную эффузивную толщу.

Лавовые покровы налегают на угленосные отложения без углового несогласия и, по-видимому, без длительного стратиграфического перерыва. В возрастном отношении эффузивная толща, вероятнее всего, относится к нижнему триасу. Для Норильского района это доказывается совпадением начала траппового вулканического цикла с последними этапами формирования угленосной толщи; вулканическая деятельность и связанные с нею выбросы туфового материала, в особенности лавовые излияния, прервали процесс угленакопления и привели к завершению цикла седиментации. Поскольку верхние горизонты угленосных отложений на основании многочисленных определений флоры и фауны относятся к верхней перми, а перерыв между концом формирования этой толщи и началом излияния лав был непродолжительным или отсутство-

вал вовсе, первые этапы траппового вулканизма датируются концом верхней перми — началом нижнего триаса.

Мощность лавовой толщи в окрестностях Норильска составляет 300—400 м и постепенно увеличивается в направлении на восток до 800—1200 м. Эта мощность близка к мощности лавовой толщи бассейна верхнего течения рек Котуя и Хеты, т. е. тех участков лавового поля Сибирской платформы, которые характеризуются максимальными мощностями эффузивной серии.

В составе лавовой толщи Норильского района отмечается ряд прослоев туффитов мощностью 1—2 м.

Первый туффитовый горизонт мощностью до 5—10 м лежит или непосредственно в основании эффузивной толщи, или примерно на 100 м выше него.

Наибольшую мощность (около 20 м) имеет второй туффитовый горизонт, залегающий на 400 м выше подошв лавовой толщи.

Мощность его к востоку и в особенности к юго-востоку увеличивается до 200 м. В том же направлении в его составе появляются туфопесчаники и даже осадочные породы, почти не содержащие примеси пирокластического материала; в ряде случаев среди отложений этого горизонта отмечаются тонкие пласты угля. В северной части Норильского района туфогенные отложения развиты слабо и характеризуются незначительной мощностью.

Эффузивная толща вскрыта рядом буровых скважин, пересекающих ее на полную мощность. По данным В. К. Котульского и И. А. Коровякова, эта толща состоит из многочисленных покровов и штоков базальтов, диабазов и порфиритов мощностью от нескольких до 25 м.

На горах Шмидта и Надежды отмечаются андезиновые диабазы, двуполевошпатовые витрофировые порфириты, диабазовые порфириты, оливиновые диабазы, а также туфы диабазов и туффиты. Кроме того, в эффузивной толще располагается пять залежей лабрадоритовых порфиритов. Общая мощность эффузивной толщи Норильска составляет 717,5 м; на долю лавовых покровов приходится 585 м, туфов и туффитов — 46 м, пластовых залежей лабрадоритовых порфиритов — 106,5 м.

М. Н. Годлевским по материалам бурения в районе Норильска и геологической съемки в районе озер Лама и Хантайского в 1956 г. составлен сводный разрез лавовой толщи (рис. 39).

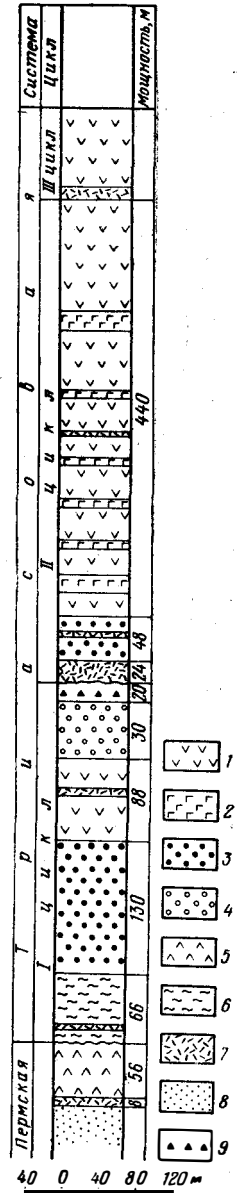


Рис. 39. Разрез эффузивной толщи Норильского района (по М. Н. Годлевскому, 1958)

- 1 — порфиритовые базальты;
- 2 — порфиритовые и витрофировые базальты;
- 3 — pillow-клиффитовые и офитовые базальты;
- 4 — эффузивные туфы;
- 5 — двуполевошпатовые порфириты;
- 6 — спилиты;
- 7 — туфы базальтов;
- 8 — песчаники;
- 9 — лабрадоритовые порфириты

По мнению М. Н. Годлевского, в составе эффузивной толщи Норильского района может быть выделено четыре вулканических цикла. Три из них разделены перерывами. Последний сопровождался явлениями размыва и субаэрального выветривания.

Первый цикл, ознаменовавшийся излиянием спилитовых лав, является наиболее древним (он проявился в верхней перми). Отдельные проявления этого цикла, возможно, имели место еще в верхнем карбоне, на что указывает присутствие *Leaia tricarinata* Меска Warth в туффовом прослое между покровами лав (находка Б. Н. Рожкова 1932 г., определения Б. И. Чернышева). Лавовые покровы, образовавшиеся в этом цикле, пользуются в пределах Норильского района весьма ограниченным распространением и встречены по преимуществу на западной его окраине. Эффузивные образования, сформировавшиеся во втором и третьем циклах, составляют главную часть лавовой толщи Норильского района. Они распадаются на ряд пачек. В основании каждой пачки располагаются более кислые толеитовые базальты, сверху — более основные полифировые и пикритовые базальты. Лавовые покровы этих циклов имеют триасовый возраст, по-видимому ниже- и средне-триасовый. Эффузивные образования последнего, четвертого цикла, по мнению М. Н. Годлевского, относятся предположительно к низам юры; это предположение, однако, требует дальнейшей проверки.

Собранная в 1942 г. флора (*Cladophlebis kirjamkensis* Ргун., *Retinosporites* (?) *sibirica* Neub. из туффов верхней части разреза эффузивной толщи Норильского района была определена Н. Д. Василевской в 1952 г. как нижнетриасовая. В. А. Хахлов собрал из тех же мест и определил следующие формы: *Cladophlebis adueta* Гоерр., *Cl. denticulata* Вгонгн., *Retinosporites sibirica* Neub., *Podozamites lanceolatus* Lind. et Nutt., *Elatides curvifolia* Дунк., *Fieldenia nordensköldii* Натп. По данным В. А. Хахлова, эти формы типичны для юрских отложений Шпицбергена¹.

ОБЩАЯ СВОДКА

Приведенные выше материалы позволяют обрисовать в общих чертах палеогеографические условия, существовавшие на территории Красноярского края в триасовый период.

К началу триасового периода следует относить завершающие этапы герцинского тектонического цикла, с которым связано формирование горных сооружений Таймырской складчатой области — гор Бырранга. Начавшаяся еще в пермское время вулканическая деятельность достигла своего максимального развития именно в нижнем триасе и охватила не только Таймырскую складчатую область, но и значительную часть Сибирской платформы. С этой вулканической деятельностью связано образование комплекса основных эффузивных и интрузивных пород, объединяемых под названием сибирских траппов.

С трапповым вулканизмом связаны образования мощной толщи вулканогенных пород, пользующихся широким распространением в южной части Таймырской складчатой области, в Хатангской и Усть-Енисейской впадинах и Тунгусской синеклизе.

¹ Определения В. А. Хахлова расходятся с данными других исследователей по смежным районам Сибирской платформы, в связи с чем редакторы сочли необходимым оставить описание этих отложений в разделе «триасовая система». — *Прим. ред.*

Начальный этап траппового вулканизма характеризуется массовыми выбросами лавового, туфового материала, приведшими к образованию весьма неоднородной как по мощности, так и по составу толщи туфогенных пород. Формирование этой толщи протекало в условиях установившегося еще в пермское время континентально-лагунного режима, о чем свидетельствуют встречающиеся среди туфов прослои нормальных осадочных пород — песчаников, аргиллитов, а также пород смешанного состава — туффитов. Морской бассейн в это время существовал за пределами рассматриваемой области, — по-видимому, на севере. По мере нарастания интенсивности вулканических процессов массовые выбросы вулканического материала начинают сменяться излияниями лав, о чем свидетельствует появление во все возрастающем количестве переслаивающихся с туфами лавовых покровов. Заключительный этап траппового вулканизма характеризовался абсолютным преобладанием лавовых излияний над выбросами туфового материала.

Процесс излияния лав протекал неравномерно. Периоды интенсивной вулканической деятельности, в ходе которых образовалось несколько налегающих один на другой покровов, сменялись периодами относительного затишья, во время которых происходило образование небольшой по мощности коры выветривания, а в отдельных местах и отложение нормальных осадков. Последнее обстоятельство свидетельствует о происходившем параллельно с образованием толщи вулканогенных пород общим погружением области, охваченной вулканическими процессами. Излияния имели как центральный, так и трещинный характер. О центральных излияниях свидетельствует наличие концентрических подводных каналов. Однако наиболее значительную роль при образовании лавовой толщи играли трещинные излияния, так как только они могли обусловить образование значительных по мощности и выдержанных по простиранию на сотни километров покровов.

Время, на протяжении которого протекали процессы траппового вулканизма, не совсем точно датируется на всей описываемой территории. Более достоверно оно устанавливается для Таймырской складчатой области, где начало его относится к поздней перми, а конец — к индскому веку триасового периода. В пределах Хатангской впадины аналогичные по характеру отложения условно признаются пермскими. В Усть-Енисейской впадине залегающая под юрскими отложениями эффузивно-аргиллитовая свита на основании весьма ограниченного палеонтологического материала параллелизуется с нижнетриасовыми отложениями района р. Нижней Тунгуски.

В северной части Сибирской платформы начало проявления траппового вулканизма относят к поздней перми.

В южной части Тунгусской синеклизы начало формирования туфогенной — корвунчанской свиты на основании довольно полной палеонтологической характеристики относится к раннему триасу.

Верхняя возрастная граница вулканогенной толщи из-за отсутствия на всей описываемой территории перекрывающих ее более молодых (за исключением кайнозойских) отложений представляется весьма неопределенной. Немногочисленные палеонтологические находки дают основание говорить о нижнетриасовом возрасте излияний, что в некоторой степени подкрепляется аналогичным протеканием процессов в смежной, Таймырской складчатой области.

Некоторыми исследователями (В. А. Хахлов, Н. Н. Урванцев) высказывается предположение о том, что процесс формирования этой

толщи был более длительным и охватывал не только весь триасовый период, но и часть юрского. В прилегающем с востока к территории Красноярского края районе Попигойской котловины установлено наличие следов молодого (мелового) вулканизма. Таким образом, возможно, что по мере своего затухания процессы траппового вулканизма локализовались в отдельных частях Тунгусской синеклизы и в более позднее, чем раннетриасовое, время.

Процесс формирования толщи вулканогенных пород на Сибирской платформе завершился предположительно в раннем триасе общим поднятием всей этой территории и установлением длительного континентального режима.

Иначе протекало в триасовое время геологическое развитие Хатангской впадины и прилегающих к ней участков Таймырской складчатой области. Присутствие в разрезе эффузивно-туфовой свиты на мысе Цветкова конгломератов, заключающих валуны траппов, свидетельствует о начавшемся с конца пермского времени и продолжавшемся в триасе поднятии и размыве сложенной пермскими породами Таймырской складчатой области. Осадки индского века в Хатангской впадине представлены типичными, содержащими растительные остатки лагунными фациями. Море существовало где-то за пределами Хатангской впадины, в районе современного моря Лаптевых. В конце индского века море вторглось в Лено-Анабарскую впадину и, вероятно, в восточную часть Хатангской впадины, однако здесь соответствующие осадки были размывы перед отложением осадков оленекского яруса. Морской бассейн, судя по характеру фауны, был связан с Тихим океаном и морями Южной Азии (Индия, Гималаи), а также с морями Шпицбергена и Гренландии. Последнее обстоятельство указывает на существование уже в начале триасового периода Полярного бассейна.

Формированию оленекских слоев предшествовал размыв, особенно заметный в Нордвикском районе, что свидетельствует о кратковременной регрессии моря и поднятии рассматриваемой нами области.

Оленекские отложения восточного Таймыра и Нордвикского района представлены осадками моря с нормальной соленостью и богатой фауной. Судя по размерам области распространения морских осадков, в северо-восточной части Хатангской впадины образовался залив, связанный с существовавшим севернее Полярным бассейном. Берега этого залива располагались вдоль южного края складчатых сооружений Таймыра, а на юге его воды омывали северный край Сибирской платформы.

Установившийся в оленекский век морской режим сохранился на восточном Таймыре и в Нордвикском районе и в нижнеанизийское время. С верхнеанизийского времени начинается регрессия моря и соответствующая ей постепенная смена фаций. К концу анизийского века морской режим в Хатангской впадине сменился прибрежно-лагунным, который господствовал здесь и в ладинский век. Об этом свидетельствует наличие растительных остатков и отсутствие морской фауны в отложениях цветковской свиты на восточном Таймыре и гуримисской в Нордвикском районе.

В начале верхнетриасовой эпохи произошла новая трансгрессия моря. На это указывает то обстоятельство, что отложения карнийского яруса представлены типичными морскими осадками с богатой фауной. Преобладание глинисто-алевритистых фаций дает основание предполагать для этого времени более широкое распространение моря в северо-восточной части Хатангской впадины, чем это имело место в раннем

в среднем триасе. В норийском веке море ушло за пределы Хатангской впадины и в ней возобновилось накопление прибрежно-лагунных отложений, возможно продолжавшееся и в рэтском веке.

Размеры и очертания Хатангской впадины в триасовом периоде существенно отличались от современных ее размеров и очертаний. Триасовые отложения накапливались в сравнительно узком прогибе, не выходящем за пределы северо-восточной части впадины. Этот прогиб, располагавшийся у края Таймырской складчатой зоны, следует рассматривать как передовой, образовавшийся у подножия поднимавшейся горной страны и выполнявшийся продуктами ее разрушения.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Юрские отложения распространены на больших площадях, примыкающих с севера и юго-запада к Сибирской платформе в пределах Хатангской и Усть-Енисейской впадин, а также в приенисейской части Западно-Сибирской низменности, на юго-восточной окраине последней и в Назаровской впадине. Они известны, кроме того, в Таймырской складчатой области, на Енисейском кряже и в южной части Сибирской платформы, в Рыбинской впадине. По данным В. Л. Масайтис (1955), изолированные площади распространения юрских отложений на платформе имеются в пределах Ангаро-Вилюйского прогиба, проходящего от Вилюйской впадины на р. Ангару¹.

Описанию юрских отложений края посвящено значительное количество работ (М. К. Коровин, А. В. Аксарин, А. Р. Ананьев, И. В. Лебедев, М. П. Нагорский, В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, М. А. Толстихина, А. С. Хоментовский и др.). К настоящему времени имеется достаточно полное общее представление об особенностях строения юрских отложений Усть-Енисейской и Хатангской впадин, юга Чулымской синеклизы, а также Назаровской и Рыбинской впадин. Однако юрские отложения северных районов Западно-Сибирской низменности изучены недостаточно, лишь по отдельным скважинам. Особенно слабо они изучены в северной части Чулымской синеклизы.

В Рыбинской и Назаровской впадинах и в южной части Чулымской синеклизы юрские отложения хорошо обнажены и перекрыты только четвертичными и местами маломощными меловыми отложениями. К северу от линии г. Ачинск — с. Большая Мурта и к западу от р. Енисей они постепенно погружаются под меловые отложения и залегают в Касской опорной скважине на глубине 1150 м, а в Усть-Енисейской впадине — на глубине до 2500 м. На крайнем севере юрские отложения снова появляются на дневной поверхности в Таймырской складчатой

¹ В последнее время появились новые данные, указывающие на принадлежность к юрской системе некоторой части угленосных отложений (пайкинской свита), распространенных на юге Тунгусской синеклизы и содержащих растительные остатки *Pityophyllum Nordenskiöldii* Nath, *Podozamites cf. lanceolatus* Let. H. Czekanowska sp. (Рассказова, 1958). Одновременно получены данные о вероятном юрском возрасте части так называемых «водораздельных галечников», широко известных на той же территории. Полученные данные подтверждены спорово-пыльцевыми анализами, однако для описания юрских отложений указанных площадей в отдельном разделе достаточных материалов нет.

области и на бортах Хатангской впадины. Нижние стратиграфические горизонты юры имеют меньшую площадь распространения, чем верхние, и по направлению с юга на север выклиниваются раньше.

В разрезах юры на территории края преобладают континентальные отложения; морские осадки распространены только в северной его части. Континентальные толщи, известные во впадинах, окаймляющих Сибирскую платформу с севера и запада, объединяют непрерывную серию осадков, включающих все три отдела юры. В Рыбинской впадине верхнеюрские отложения отсутствуют.

Для континентальных отложений различных районов выделены местные стратиграфические подразделения, сведенные в единую унифицированную схему. Для северных частей Чулымской синеклизы подразделения этой схемы могут быть применены только условно. Морские юрские отложения расчленены на отдельные ярусы международной стратиграфической шкалы. Среди этих отложений на территории края неизвестны только достоверно установленные отложения нижнего лейаса.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В пределах Таймырской складчатой области морские юрские отложения слагают весьма небольшие изолированные участки на территории, лежащей к востоку от р. Нижней Таймыры. Наибольшая площадь развития этих отложений установлена у юго-восточной оконечности гор Бырранга — в районе нижнего течения р. Чернохребетной, прорезающей низменность Хатангской впадины. Здесь представлены осадки всех трех отделов юрской системы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнеюрские отложения, возможно, имеются на восточном побережье п-ова Челюскин. Б. Х. Егизаровым в устье р. Ханезича в 1948 г. были выделены предположительно нижнеюрские породы, представленные серыми мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с известково-глинистым цементом. В них обнаружены остатки *Tancredia* sp. indet., *Pecten* (*Chlamys*?) sp. indet. и других неопределимых пелеципод.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

По данным Л. Д. Мирошникова и О. С. Щегловой (1958), незначительный выход среднеюрских отложений отмечается на левобережье верхнего течения р. Каменной — левом притоке нижнего течения р. Ленинградской. Здесь обнажаются серые мелкозернистые слюдистые глинистые пески с тонкими прослоями песчаных известняков, содержащих остатки пелеципод. Н. С. Воронец определены следующие формы: *Lima* ex gr. *durlicata* Sow., *L. gibbosa* Sow., *Astarte* cf. *depressa* Goldf., *A. elegans* Sow., *A. cf. minima* Phill., *Terquemia* sp. indet., *Tancredia* sp. indet., *Pleuromya* sp. indet., *Terebratula* sp. indet. Влияющая мощность среднеюрских отложений на р. Каменной около 10 м.

А. В. Щербажовым (1952) в районе устья р. Нижней Таймыры найдены в современном аллювии гальки и небольшие валуны песчаников с *Leda* sp. indet., *Ditrupa* sp. indet., относимых В. И. Бодылевским предположительно к нижней или средней юре.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ряд незначительных выходов верхнеюрских пород отмечен на п-ове Челюскин и прилегающих к нему участках — на обоих берегах в горле залива Гафнер-Фиорд, на правом берегу среднего течения р. Ленинградской, в низовье р. Анжелики, в долине среднего течения р. Каньонки, в устье р. Ханевича, в бассейне р. Каменной и на побережье залива Фаддея. Судя по находкам ископаемой фауны, здесь имеются отложения кимериджского, нижнего и верхнего волжских ярусов.

Желтовато-серые известковистые кварцевые песчаники и темно-серые слюдястые пески кимериджского яруса обнажаются недалеко от устья р. Преградной. Мощность этих отложений достигает 90—100 м.

В остальных указанных пунктах обнажаются лишь отложения волжских ярусов. Они представлены рыхлыми песками или слабо цементированными известковистыми песчаниками. Мощность отложений нижнего волжского яруса достигает 40—50 м, а пород верхнего волжского яруса — 70—80 м.

Песчанистые породы с пелециподовой фауной верхнего кимериджа — верхнего волжского яруса с фауной пелеципод изредка обнаруживаются и на восточном побережье залива Яму-Байкура Таймырского юзера.

ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Хатангской впадины юрские отложения развиты повсеместно (рис. 40), но, будучи перекрыты мощной толщей меловых отложений, залегают большей частью на глубинах порядка нескольких километров. На поверхность юрские отложения выходят спорадически лишь вдоль южного и северного бортов Хатангской впадины (на юге — на правых притоках р. Хеты и на р. Попигае, на севере — на р. Верхней Таймыре, в районе Таймырского озера и между Таймырским озером и Хатангским заливом) и на отдельных структурах впадины (сопки Белая, Нордвик, Тигяно-Анабарская антиклиналь), а также на пороге, разделяющем Хатангскую и Усть-Енисейскую впадины (в верхних течениях рек Хеты и Верхней Таймыры).

Отложения юрской системы представлены во впадине всеми тремя отделами и всеми ярусами от среднего лейаса до верхнего волжского яруса включительно. Нижний лейас предположительно устанавливается только в восточной части впадины.

В отложениях юры преобладают морские терригенные осадки. Верхняя юра сложена целиком морскими фациями, в нижней и средней юре Хатангской впадины последние также пользуются преимущественным развитием.

Мощность юрских отложений в Хатангской впадине на приподнятых участках (на крыльях структур) до 800—900 м, на периферии впадины не более 350 м.

О присутствии юрских отложений у восточного окончания Хатангской впадины, на р. Анабаре, стало известно из работ Э. В. Толля (1912). С 1933 г. юрские отложения Нордвик-Хатангского района изучались Т. М. Емельянцевым (1939), А. И. Берзиным (1939), Г. Э. Фришфельдом (1938), М. К. Калинин (1954). Буровые скважины, пробуренные в период 1936—1953 гг. на п-ове Юрюнг-Тумус, в структурах Ко-

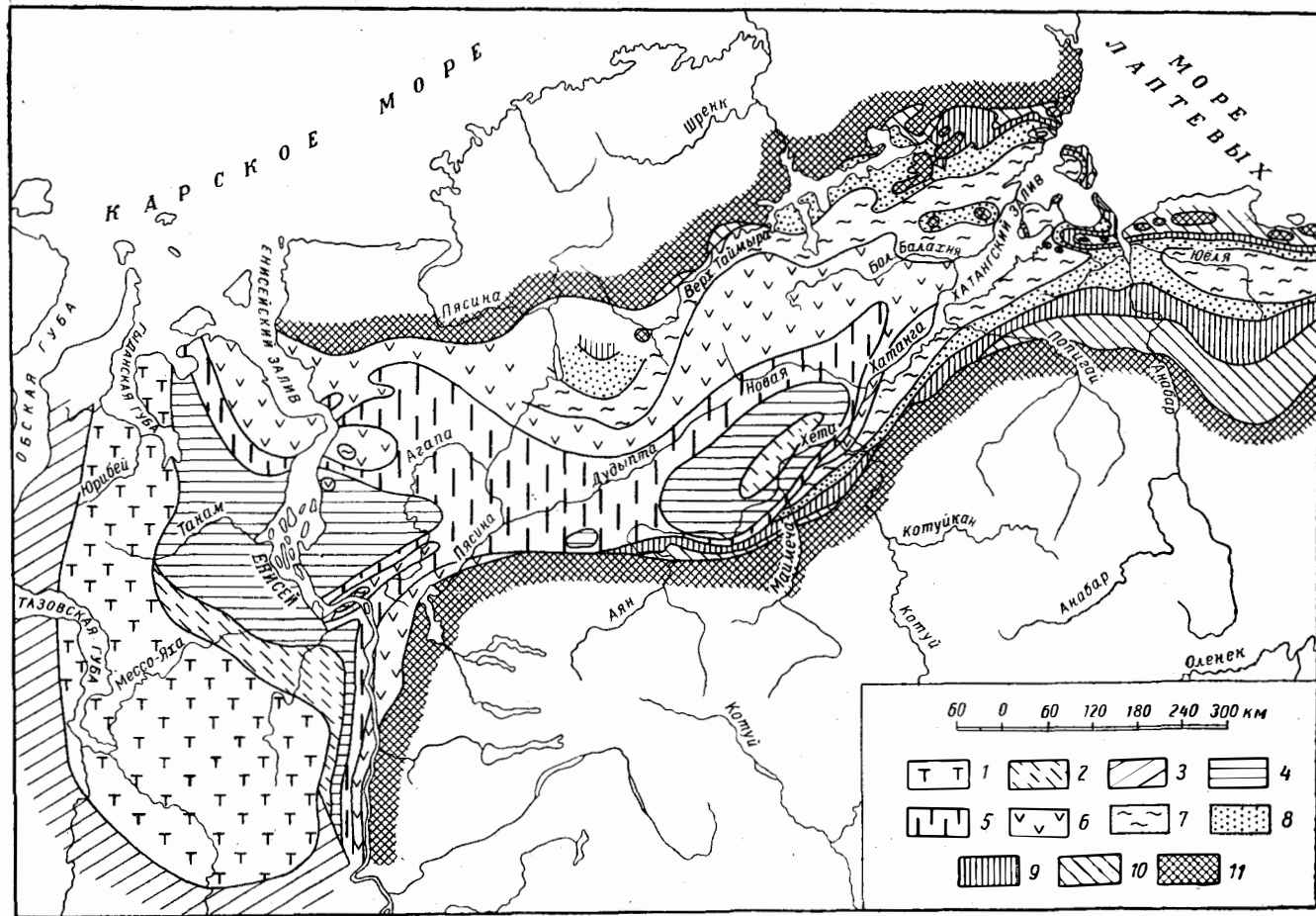


Рис. 40. Схема предполагаемого распределения юрских, меловых и третичных отложений в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин

1 — третичные отложения (возможно, включая и датский ярус); 2 — нерасчлененные верхнемеловые отложения; 3 — маастрихт; 4 — сантон; 5 — турон—коньяк; 6 — альб—сеноман (?); 7 — апт—альб; 8 — баррем; 9 — валанжин—готерив; 10 — нерасчлененные юрские отложения; 11 — область развития доюрских пород

жевникова и Ильи, Тигяно-Анабарской антиклинали и в бухте Сындаско, позволили достаточно полно охарактеризовать литологию, фауну и микрофауну этих отложений (Калинко и Емельянцева, 1955 г.). В 1936 г. юрские отложения были описаны С. И. Киселевым на р. Попигае, в 1936 г. Ю. А. Колодяжным на о-вах Бепичева и Преображения. В 1943 г. Т. П. Кочетков начал исследования юрских отложений северного борта Хатангской впадины в районе мыса Цветкова.

В последнее время при геологических съемках Анабаро-Хатангского междуречья много новых данных по юрским отложениям было получено М. С. Шлейфером и Л. Т. Семененко (1950 г.), И. Е. Ширяевым (1950 г.), С. С. Степашиным (1951 г.). В бассейне р. Хеты выходы юрских пород были обследованы Р. Ф. Гуголем и В. П. Петелиным (1948 г.), Я. И. Полькиным (1954 г.), В. Н. Саксом и З. З. Ронжиной (1957). Юра северного борта Хатангской впадины освещена Т. П. Кочетковым, И. М. Мигаем, И. Е. Ширяевым, С. С. Степашиным, М. С. Шлейфером, В. А. Вакаром, Ф. И. Ивановым, В. Д. Дибнером.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В основании юрских отложений Хатангской впадины в районах Тигяно-Анабарской антиклинали, Нордвикской структуры и мыса Цветкова лежат пески и песчаники с прослоями коричневых глин и конгломератов мощностью до 140 м, с фауной (определения Н. С. Воронец) *Pseudomonotis lisabeti* Vog., *Myophoria* aff. *laevigata* Zeit., *Bureiamia emeljarzevi* Vog., микрофауной (*Turritella* *volubilis* Gerke et Soss) и рядом форм, общих с вышележащими заведомо среднеплейсцовыми слоями. Эти отложения могут быть предположительно отнесены к нижнему лейасу, поскольку согласно перекрываются горизонтом со среднеплейсцовыми *Harpax*.

Средний лейас представлен в нижней части песчаниками, песками и алевролитами с галькой кремня, диабазы и пермских песчаников, с *Harpax*. Мощность этой пачки среднего лейаса 50—90 м. Выше лежат темно-серые глины с прослоями песчаников и алевролитов мощностью 70—110 м, также содержащие представителей рода *Harpax*. В верхней части этих отложений устанавливается чередование глин и песчаников. К глинистой пачке приурочены находки характерных для домерского яруса *Amaltheus margaritatus* Mont. Нижняя же пачка может предположительно относиться к плинсбахскому ярусу. По всему разрезу среднего лейаса присутствует микрофауна (*Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Soss., *Trochammina* ex gr. *inflata* Mont., *Nodosaria columnaris* Franke и др.).

На периферии Хатангской впадины непосредственно на доюрские породы налегают глинисто-алевритовые и песчано-глинистые породы среднего лейаса, обычно с прослоями конгломератов у основания, общей мощностью 40—100 м. Они также наряду с *Harpax* содержат домерские *Amaltheus margaritatus* Mont. на р. Анабаре (определение В. И. Бодылевского) и, по-видимому, отвечают верхней пачке среднего лейаса Нордвика и Тигяно-Анабарской антиклинали. В верхней части этих отложений возрастает роль песчаных осадков; иногда песчаники даже преобладают.

В составе отложений тоарского яруса доминируют глинисто-алевритовые породы. В основании тоара районов Тигяно-Анабарской анти-

клинали и Нордвика располагается горизонт голубовато-серых глин, мощностью 22—25 м, с мелкими *Pseudomonotis* и *Inoceramus* (китер-бютский горизонт). Выше лежат чередующиеся между собой пачки глин, песчаников и песчано-глинистых пород. Общая мощность тоара составляет в районах Тигяно-Анабарской антиклинали и Нордвика 80—100 м, на южном склоне впадины 35—65 м, на северном 125 м.

Тоарские отложения охарактеризованы фауной *Dactyloceras* cf. *micronatum* Or b., *Passaloteuthis tolli* P a v l., *Nannobelus janus* D u m., *N. brevis* H e l., *N. pavlovi* K r i m h., *Hastites* cf. *virgatus* M a y, *Eumorphotis vai* B o d., *Pseudomonotis substriata* G o l d f., *Tancredia stubendorffi* S c h m., *Leda acuminata* G o l d f. var. *popigajis* B o d. (определения В. И. Бодылевского и Н. С. Воронец).

А. А. Герке (1953) выделен комплекс характерной для тоарского яруса микрофауны *Cristellaria praeifoliacea* Gerke, *Ammodiscus* ex gr. *asperus* T e r q., *Campocythere mandelstami* Gerke et Lev. и др.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Средняя юра налегает на нижнюю без видимого перерыва. Ааленский ярус (в Нордвикском районе арангастахская свита) представлен в нижней части пачкой аргиллитов, глин и алевролитов, с подчиненными прослоями песчаников, общей мощностью 70—75 м, с ааленскими *Ludwigella concava* S o w., *L. aff. rudis* B u c k m., *Eumorphotis lenaensis* L a h., *Tancredia subtilis* L a h., *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s. На берегу Анабарской губы, в 4 м выше слоя с *Ludwigella* aff. *rudis* B u c k m. найден *Ammonites* sp. (?*Normannites*), определивший Н. С. Воронец. Если бы определение *Normannites* подтвердилось, присутствие здесь среднего байоса не вызывало бы сомнений, но плохая сохранность аммонита пока не позволяет делать такого вывода. Пачка глин охарактеризована комплексом микрофауны с *Cristellaria nordvicensis* M j a t l., *Trochammina praesquamata* M j a t l. и др.

Выше лежит пачка светло-серых алевролитов, песчаников и песков, мощностью 15—25 м, с *Eumorphotis lenaensis* L a h., *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s. и по определению А. А. Герке, со своеобразной микрофауной: *Ammodiscus Pseudoinfimus* Gerke et S o s s f. *granulata*.

Описываемая пачка может оказаться, как предполагает А. А. Герке (1953), и байосской, но по аналогии с Усть-Енисейской впадиной, где к байосу относятся вышележащие глинистые породы, более вероятно включать ее в ааленский ярус.

Выше без видимого перерыва залегают породы юронтгумусской свиты, также разделяющиеся на две пачки. Нижняя состоит из темно-серых, почти черных глин. В верхней ее части содержатся тонкие прослойки песчаников, со сростками кристаллов кальцита и конкрециями пирита. Мощность этой пачки 75—120 м. Найденная в этих отложениях фауна представлена *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s., *Eumorphotis* ex gr. *lenaensis* L e h. и другими формами, не определяющими возраст до яруса. Существенно отметить, что белемниты, собранные на берегу Анабарской губы, по предварительному заключению Н. С. Воронец, ближе к байосским, чем к батским формам. Микрофауна в рассматриваемых породах очень обильна и чрезвычайно сходна с микрофауной байоса Усть-Енисейской впадины. Здесь присутствуют *Cristellaria incostans* S c h w., *C. protracta* B o r n., *Glomospira gordialis* P a r k. et I o n., *Campocythere* aff. *nordvicensis* S c h a r., *C. aff. adiki* S c h a r., *C. solida* Gerke et Lev.

Все это дает основание нижнюю пачку юронтгумусской свиты в Хатангской впадине предположительно относить к байосу, оставляя окончательное решение вопроса о ее возрасте до нахождения в ней аммонитов и обработки собранных ранее белемнитов. М. К. Калинин и Т. М. Емельянцева относят эту пачку уже к бату.

Верхняя пачка юронтгумусской свиты мощностью 52—135 м сложена алевритами и мелкозернистыми песками и песчаниками, с прослоями и линзами глин и растительными остатками. Она охарактеризована батской фауной *Cranoccephalites vulgaris* Spath., *Arctocerhalites* sp. (определение В. И. Бодылевского), *Morrisiceras* sp. (определение Н. С. Воронец), *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Keyes., *In.* aff. *porrectus* Eichw., *Eumorphotis sublaevis* Bod. Микрофауна весьма близка к микрофауне нижележащих, предположительно байосских отложений. Появляются здесь и нехарактерные для байоса формы: *Cristellaria guttata* Schl., *Eoguttulina* cf. *polygona* Terq., *Camptocytheraelaeva* Gerke et Lev. По фауне аммонитов данная пачка несомненно относится к батскому ярусу.

На периферии Хатангской впадины тоже различаются отложения аалена и байос-бата. Аален характеризуется преимущественно песчано-алевритовыми породами мощностью 40—60 м на юге и до 35 м на севере впадины, а байос-бат — глинисто-алевритовыми осадками мощностью около 100 м в южной части впадины и до 200 м на севере, в районе мыса Цветкова. При этом в последнем районе глины приурочены только к нижней части байос-бата (к байосу), выше же лежит мощная (160 м) пачка песчаников, с подчиненными прослоями алевролитов и с *Inoceramus* ex gr. *retrorsum* Keyes., отвечающая батскому ярусу.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В верхней юре Хатангской впадины все ярусы, кроме верхнего волжского, надежно устанавливаются по фауне. Верхнеюрские отложения встречаются на периферии впадины, как правило, в виде отдельных обрывков.

Келловейский ярус, представленный всеми тремя подъярусами, присутствует в районах Тигяно-Анабарской антиклинали, на Нордвике, на о-вах Бегичева и Преображения и на мысе Цветкова. В основании его лежат песчано-глинистые породы 15—20 м мощностью с *Cadoceras* sp., *Cristellaria* ex gr. *involvens* Wisn. Выше преобладают серые глины с линзами известняков мощностью до 35 м, с фауной нижнего келловея: *Cadoceras calyx* Spath., *C.* cf. *freboldi* Spath. и среднего келловея: *Cadoceras tscheffkini* Orb. Верхний келловей на о-ве Бегичева сложен глинами и алевролитами с *Quenstedticeras holtedahli* Freib., *Cadoceras nikitini* Sok.

На Анабаро-Хатангском междуречье верхний келловей, по-видимому, входит в состав вышележащей пачки темно-серых и бурых глин, в основном относящихся к оксфорду.

На севере Хатангской впадины на мысе Цветкова к келловею относятся переслаивающиеся между собой глины, алевролиты и песчаники мощностью, по данным И. М. Мигая (1952), 225 м, но вероятнее не более 100 м. Эти слои содержат в верхах фауну верхнего келловея — *Quenstedticeras holtedahli* Salf., а ниже среднего келловея — *Cadoceras tscheffkini* Orb. и в нижних горизонтах предположительно нижнекел-

ловейских *Parallelodon stschurowskii* Rouill., *Pholadomya simplex* Phill., *Amberleya meyendorffi* Orb. (определения Н. С. Воронец).

Оксфордские отложения отмечаются еще реже. Они известны только в районе Тигяно-Анабарской антиклинали и на севере Хатангской впадины, на р. Подкаменной. Нижний оксфорд сложен на Тигяно-Анабарской антиклинали темно-серыми и бурыми глинами с прослойками известняков, 30—35 м мощностью, с *Cardioceras jacuticum* Pavl., *C. excavatum* Sow., *C. anabarensis* Pavl., *C. percaelatum* Pavl.

На р. Малой Подкаменной к нижнему оксфорду относятся серые аргиллиты, глины, алевролиты и алевроиты, в нижней части чередующиеся с песчаниками, с *Cardioceras anabarensis* Pavl., *C. cf. levisculptum* Pavl. Мощность этих отложений нижнего оксфорда не менее 50 м.

Средний подъярус оксфорда по фауне не выделяется. Верхний подъярус на основании находок *Amoeboceras* ex gr. *alternans* Buch. был выделен М. С. Шлейфером (1954 г.) в среднем течении р. Подкаменной, М. К. Калинин и Т. М. Емельянцевым (1955 г.) в Нордвикском районе, Р. Ф. Гуголем и В. П. Петелиным (1948 г.) на р. Маймече. На р. Подкаменной он представлен песками с конкрециями песчаника и обломками древесины; в Нордвикском районе входит в состав пачки темно-серых глин с прослоями глауконитовых песчаников 10—25 м мощностью; на р. Маймече были найдены только валуны песчаника с *Amoeboceras alternans* Buch. var.

Нижний кимеридж, распространенный более широко, чем оксфорд, на мысе Цветкова налегает непосредственно на келловей (Мигай, 1952), а у южного борта Хатангской впадины, в бассейне р. Хеты, даже на нижнетриасовые траппы. В районах Нордвика, Тигяно-Анабарской антиклинали и бухты Сындаско к нижнему кимериджу относится горизонт глин с прослоями глауконитовых песчаников. Здесь встречены *Amoeboceras kitchini* Salf., *A. cf. taimyricus* Bod., своеобразный комплекс микрофауны с *Cristellaria* aff. *initabilis* Zasp., *Cr.* ex gr. *navicula* Orb., *Lagena hispida* Reuss.

В районе мыса Цветкова, на р. Чернохребетной, нижний кимеридж сложен зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с горизонтом конгломерата в основании. В нижних слоях песчаников присутствуют *Amoeboceras kitchini* Salf., *Aucella lindstroemi* Sok., в верхних — *Amoeboceras taimyricus* Bod., *Aucella kirghisensis* Sok. И. М. Мигай (1952) оценивает мощность песчаников в 280 м, что вряд ли верно, если учесть отсутствие сплошного разреза и постоянство литологии и состава фауны. Вероятнее всего, мощность нижнего кимериджа на р. Чернохребетной не превосходит 100 м.

Верхний кимеридж по фауне в Хатангской впадине не выделяется, но оснований для предположений о региональном перерыве все же нет. Местные размыты бесспорно были, так как на периферии впадины известны случаи налегания нижеволжских отложений на породы древнее кимериджа. Вместе с тем М. К. Калинин и Т. М. Емельянец предполагают в районах Тигяно-Анабарской антиклинали и Нордвика непрерывный разрез верхней юры, что находит подтверждение в постепенном переходе от горизонта глин с прослоями глауконитовых песчаников к вышележащим глинам нижнего волжского яруса.

Нижний волжский ярус пользуется, по-видимому, среди верхнеюрских отложений наиболее широким распространением и сложен преимущественно глинами.

В районах Тигяно-Анабарской антиклинали и Нордвика верхнеюрские горизонты верхней юры представлены пачкой плотных темно-серых глин с линзовидными прослойками известняка, с остатками панцирей ракообразных, мощностью данной пачки до 30 м. Эти отложения глин охарактеризованы комплексом микрофауны с *Haplophragmoides emeljanzevi* Schl. и многочисленными *Ammodiscus* ex gr. *incertus* Orb. Для нижней части пачки (нижний волжский ярус) характерны *Haplophragmoides minutissimus* Shar.

Развитые в северной части впадины глины и у края Таймырской складчатой зоны пески и песчаники нижнего волжского яруса заключают *Aucella mosquensis* Buch., *Cylindroteuthis magnifica* Orb., *C. porrecta* Philia, *C. seborrecta* Bod., а также аммониты *Pavlovia* ex gr. *iatriensis* Il'ov., *Dorsoplanites* cf. *triplex* Spath. Эти породы присутствуют на р. Подкаменной к востоку от Таймырского озера, на р. Верхней Таймыре, а по данным Т. П. Кочеткова (1948), и на берегу Хатангского залива к югу от устья р. Чернохребетной.

У южного борта Хатангской впадины нижневолжские, преимущественно глинистые, породы мощностью до 20—35 м встречены на р. Маймече и на левобережье р. Анабара. Они содержат *Dorsoplanites dorsoplanus* Mich., *Aucella mosquensis* Buch., а выше по разрезу *Aucella russiensis* Pavl., *A. subovalis* Pavl.

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Усть-Енисейской впадины верхнеюрские отложения установлены на поверхности лишь А. А. Кордиковым (Моор и др., 1941) в 1937 г. у восточного ее окончания. По данным В. Н. Сакса, к западу от р. Пясины в четвертичных отложениях не установлены даже валуны юрских пород, что указывает на отсутствие юры под четвертичным покровом.

Внутри Усть-Енисейской впадины юрские отложения вскрыты бурением под меловыми толщами на глубинах 265—2500 м только в районе Мало-Хетской антиклинали. Впервые здесь Н. А. Гедройц (1939) выделил фаунистически охарактеризованные верхнеюрские отложения в одной из скважин на правом берегу Енисея. В дальнейшем бурением были пройдены и среднеюрские породы (бат и байос), которые Н. А. Гедройцем были только частично отнесены к средней, а частично к нижней юре. Скважинами, пробуренными в 1940—1952 гг. в сводовой части Мало-Хетской антиклинали, были обнаружены среднеюрские отложения, принятые Н. А. Гедройцем (1939), А. В. Щербачевым (1952) за верхнюю юру. Было установлено, что этими исследователями нижние горизонты средней юры (аален) определялись как нижняя юра; среднеюрские же отложения, а в некоторых скважинах даже частью и среднеюрские относились к триасу. Основанием к этому послужили сделанные на месте ошибочные определения пеллеципод из верхнего лейаса. Правильное представление о стратиграфии юрских отложений Мало-Хетской антиклинали и о сопоставлении разрезов отдельных скважин дали исследования В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной (1957), которые опирались на систематические сборы фауны, определявшиеся В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной (1958), на изученную Н. В. Шаровской (1957) микрофауну и на выделенные Э. Н. Кара-Мурзой (1954) спорово-пыльцевые комплексы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Разрез юры в Усть-Енисейской впадине начинается со среднего лейаса (домерского яруса) с резким (до 25—50°) угловым несогласием, налегающим на размытую поверхность нижнетриасовых отложений.

Домерский ярус разделяется на две свиты. Из них нижняя свита мощностью 50—105 м сложена темно-серыми и буровато-серыми аргиллитами, в нижней части с прослоями крупногалечных конгломератов, с рассеянной галькой, с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников, с характерной для среднего лейаса фауной *Harpax laevigatus* Orb., *Pseudomonotis* sp. indet. cf. *deleta* Dum., *Pecten* aff. *subulatus* Goldf. и микрофауной *Marginulina quinta* Gerke, *Odmoconcha ornata* Gerke et Lev. и др. В конгломератах встречаются гальки нижнетриасовых пород, траппов, изредка гранитоидов. Верхняя свита мощностью 59—82 м представлена светло-серыми мелкозернистыми, реже разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, с галькой глин, многочисленными обломками древесины. Эта свита отнесена к среднему лейасу предположительно.

Отложения тоарского яруса также разделяются на две свиты. В основании нижней свиты, имеющей мощность 63—110 м, находится горизонт темно-серых глин и аргиллитов с *Pseudomonotis substriata* Goldf., *Inoceramus (Mytiloides) aff. quenstedti* Psel, перекрываемый пачкой светло-серых мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов, с растительными остатками. Разрез верхней свиты тоарского яруса также начинается с горизонта серых алевролитов, реже алевролитов с *Pseudomonotis* cf. *substriata* Goldf. и чешуей рыб. Над этим горизонтом снова лежат светло-серые мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов и с растительными остатками. Мощность свиты 74—120 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Средняя юра начинается с отложений ааленского яруса. В основании лежит свита темно-серых, иногда сидеритизированных аргиллитов и глин, с редкими прослоями алевролитов и песчаников, с рассеянной галькой песчаников, нижнетриасовых аргиллитов, траппов и метаморфических пород, мощностью 48—82 м. Свита охарактеризована *Pseudomonotis (Eumorphotis) lenaensis* Lah., *Inoceramus (Mytiloides) aff. amygdaloides* Schloth., *Ophiurites* и очень многочисленными плевромиями (*Pleuromya* sp. nov. aff. *tenuistrita* Ag.). Предположительно к аалену относится вышележащая свита светло-серых мелкозернистых песчаников с тонкими пропластками угля, с очень редкими прослоями алевролитов и глин и с растительными остатками. Мощность свиты 70—108 м.

Над ааленом залегают относимые к байосу буровато-серые глины и алевролиты с редкими прослоями песчаников, с характерными, как бы флюидальными текстурами, мощностью 95—165 м, с *Pseudomonotis decussata* Goldf., *Harpax* sp., *Tancredia subtilis* Lah. и довольно разнообразной микрофауной. Последняя весьма сходна с микрофауной батских отложений Хатангской впадины и в то же время содержит много видов, свойственных байосу Русской равнины и Западной Европы (*Dentalina vasta* Mjatl., *Cristellaria inconstans* Schw., *Cr. ex gr. semiinvoluta* Terg., *Cr. ex gr. mironovi* Dain, *Cr. stellaris* Terg. и др.).

Батский ярус представлен светло-серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов, с тонкими пропластками углей, мощностью 143—155 м. Изредка встречаются раковины неопределимых пелеципод и микрофауна, близкая к микрофауне бата Хатангской впадины (*Dentalina* aff. *gumbeli* Sch w., *Cristellaria* ex gr. *bilobata* Gerke и др.). Среди многочисленных растительных остатков Н. Д. Василевской определены *Pityophyllum* cf. *solmsi* Sow., *P. lindströmi* Nath.

Следует отметить, что, несмотря на отсутствие признаков размыва внутри нижней и средней юры, в восточной части Мало-Хетской антиклинали непосредственно на доюрские породы ложатся все более и более молодые горизонты сначала нижней, а затем и средней юры до бата включительно.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхняя юра в пределах Усть-Енисейской впадины наиболее богато охарактеризована фаунистически.

Келловейский ярус разделяется на нижний подъярус с *Arcticoce- ras*? и верхний с *Quenstedticeras* sp. indet., *Cadoceras* cf. *nikitini* Sok., *Parallelodon elatmae* Boriss., *Aucella lata* Trautsch., *Pholadomya* aff. *foliacea* Ag. Средний подъярус по фауне не выделяется. Сложен келловей буровато-серыми алевролитами, реже глинами, мощностью 30—44 м.

К оксфордскому ярусу относятся серые и зеленовато-серые песчано-глинистые породы мощностью 43—87 м, с *Cardioceras jacuticum* Pavl. (нижний подъярус), выше с *Amoeboceras* cf. *alternoides* Nik. и *Aucella* cf. *bronni* Rouill. (средний подъярус). Верхний подъярус оксфорда с *Amoeboceras alternana* Buch., по крайней мере в присводовой части Мало-Хетской антиклинали, из разреза выпадает.

Кимеридж ложится на подстилающие породы с размывом. На Мало-Хетской антиклинали он местами налегает на келловей, а на склоне Сибирской платформы даже непосредственно на нижнетриасовые траппы. На Мало-Хетской антиклинали нижний кимеридж начинается с темно-зеленых и серо-зеленых глауконитовых песчаников и алевролитов с *Amoeboceras* cf. *kitchini* Salf., *Cylindroteuthis* aff. *puzosianus* Orb., *Aucella* cf. *aviculoides* Pavl., *A.* ex gr. *bronni* Rouill. 20—30 м мощностью. Выше лежат темно-серые глины и алевролиты с *Amoeboceras sokolovi* Bod., *A.* cf. *kochi* Spath., *Pistonina* sp. indet., *Pachyteuthis pandermanus* Orb., *Aucella* cf. *kirghisensis* Sok., *A.* cf. *bronni* Rouill., *A.* cf. *tenuistriata* Lah., в верхних горизонтах с *Amoeboceras* cf. *decepiens* Spath. (верхи нижнего кимериджа). Фауны верхнего кимериджа нет. Общая мощность яруса достигает 167 м. В верховьях р. Хеты нижний кимеридж представлен серыми песками с конкрециями и прослоями известковистых песчаников, с галькой траппов, обломками древесины, с фауной *Amoeboceras kitchini* Salf., выше по разрезу с *Amoeboceras* ex gr. *taimyricus* Bod.

Нижний волжский ярус, лежащий на кимеридже на своде Мало-Хетской антиклинали также с размывом, сложен темно-серыми и черными глинами с прослоями алевролитов, редко песчаников, с пропластками мергеля. Мощность отложений яруса до 210 м. Фауна в нижних горизонтах представлена *Subplanites rotor* Bod., *Dorsoplanites* sp. indet., *Pachyteuthis* cf. *explanata* Phill., *Cylindroteuthis* cf. *magnifica*.

Orb., *C. indens* Grimh. var., *Aucella* ex gr. *mosquensis* Buch., в верхних горизонтах яруса появляются *Laugeites?* sp. indet.

Верхний волжский ярус, представленный также черными и темно-серыми глинами до 130 м мощностью, с прослоями алевролитов и пропластками мергеля, согласно перекрывает нижневолжские отложения. В нижних горизонтах яруса содержатся аммониты нового, выделенного В. И. Бодылевским, рода *Taimyroceras* (*T. laevigatus* Bod., *T. niiga* Bod.), *Aucella* ex gr. *fischeriana* Orb.

В верхних горизонтах яруса найдены *Craspedites* (*Poracraspedites?*) sp. indet., *Aucella* aff. *tolli* Sok., *Modiola* cf. *sibirica* Bod. и своеобразный комплекс мелких фораминифер: *Haplophragmoides fimbriatus* Scharg., *Amobaculites* ex gr. *fontinensis* Ter g., *Lamarckina* aff. *jasanensis* Uhl. и др.

В верхнем течении р. Хеты волжские отложения состоят из зеленовато-серых алевролитов с караваями и конкрециями известковистых алевролитов, с аммонитами из группы *Perisphinctes*, *Aucella* ex gr. *mosquensis* Buch. и выше по разрезу с *Taimyroceras taimyrense* Bod. В осыпи найден также характерный для верхнего волжского яруса *Craspedites okensis* Orb.

Разрезы юрских отложений Усть-Енисейской и Хатангской впадин хорошо увязываются между собой. Только нижние горизонты нижней юры (предположительно выделяемые нижний лейас и плинсбахский ярус), известные лишь в восточной части Хатангской впадины, в Усть-Енисейской впадине отсутствуют. Разрезы домерского, тоарского и ааленского ярусов в Нордвикском и Усть-Енисейском районах сопоставляются между собой вплоть до отдельных пачек. Однако в Хатангской впадине они целиком сложены морскими отложениями, тогда как на Мало-Хетской антиклинали наблюдается чередование морских и прибрежно-лагунных фаций. По-видимому, от открытого моря, занимавшего Хатангскую впадину, на запад, в пределы Усть-Енисейской впадины глубоко вдавался залив, временами сокращавшийся в размерах.

Байос, выделяемый по данным, полученным для Усть-Енисейской впадины, и бат также прекрасно сопоставляются. Регрессивным морским фациям бата Хатангской впадины отвечают прибрежно-лагунные осадки бата на Енисее.

Верхнеюрские отложения, тоже чрезвычайно сходные в пределах обеих впадин, всюду представлены морскими осадками. Они откладывались в широком морском проливе, открытым в сторону моря как на западе, так и на востоке. Все три подъяруса келловее и нижний оксфорд выделяются как в Хатангской, так и в Усть-Енисейской впадинах. Средний оксфорд установлен только на Енисее, верхний — только в Хатангской впадине, но, как уже указывалось, по фациям и фауне он обнаруживает большую общность с нижним кимериджем Усть-Енисейской впадины. Нижний кимеридж выделяется всюду, верхние его горизонты встречаются реже, верхний кимеридж пока вовсе не обнаружен, но, возможно, только из-за отсутствия руководящей фауны. Нижний волжский ярус формировался в условиях максимума верхнеюрской трансгрессии. Он представлен главным образом глинами и алевролитами. Верхний волжский ярус надежно устанавливается в Усть-Енисейской впадине (на Енисее и в верховьях р. Хеты), но, по-видимому, есть и в Хатангской впадине. Образование верхневолжских осадков происходило в условиях открытого моря, вряд ли сильно сократившегося после нижнего волжского века.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ¹

Юрские отложения в приенисейской части Западно-Сибирской низменности имеют чрезвычайно широкое, почти повсеместное развитие, но коренные выходы их известны здесь только на юго-востоке и в отдельных пунктах вдоль долины р. Енисея.

Изучение стратиграфии и литологии этих отложений начато еще в прошлом столетии И. А. Лопатиным, И. Д. Черским, Л. А. Ячевским, однако в основу их расчленения легли работы А. С. Хоментовского, М. П. Нагорского, М. К. Коровина, А. Р. Ананьева, И. В. Лебедева и др., относящиеся уже к советскому времени.

В настоящее время юрские угленосные отложения юго-восточной части Западно-Сибирской низменности расчленяются на три свиты: макаровскую, соответствующую по возрасту нижней юре, итатскую — среднеюрскую и тяжинскую — верхнеюрскую.

Хорошо изучен разрез юрских отложений района Усть-Порта (Ронкина, Сакс, 1956) и центральных областей Западно-Сибирской низменности (Алексерова, Ли и др., 1957).

Юрские отложения на востоке низменности, в бассейнах рек Каса, Елогуя, Турухана изучены буровыми и геофизическими работами.

В этой части низменности они вскрыты на глубинах от нескольких десятков до многих сотен и даже тысяч метров (рис. 41).

На юге территории юрские отложения установлены в районе сел Большой Мурты и Абалаково. Севернее они обнаружены в бассейне р. Каса и в Александровском шлюзе на глубинах 2016—1150 м. Елогуйской опорной скважиной они пройдены в интервале глубин 1480—1150 м. Еще севернее, в бассейне р. Турухана, юрские отложения установлены в разрезах нескольких скважин, пробуренных к западу от г. Туруханска.

Туруханская опорная скважина вошла в верхнюю часть юрских отложений на глубине 2000 м и прошла по ним более 100 м.

Мощность юрских толщ колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Наибольшая отмечается в разрезе Касской опорной скважины, где она достигает почти 900 м. Характерно постепенное погружение юры под толщи более молодых отложений с одновременным увеличением мощности в направлении с востока на запад.

Залегают юрские породы на размытой неровной поверхности фундамента, представленного в разных частях территории различными по возрасту и характеру складчатости образованиями. На склонах крупных антиклинальных структур и в зонах крутого погружения доюрских складчатых образований под толщу мезозойских отложений юра иногда отсутствует. В частности, такая картина наблюдается в устье р. Елогуя, где скважины вскрыли непосредственно на отложениях синийского комплекса пестроцветную толщу нижнего мела.

Фациальный состав юрских отложений характеризуется значительным разнообразием и изменчивостью. Широким развитием в нижней, средней и верхней юре пользуются континентальные фации — угленосные песчано-глинистые, песчано-алевритовые или песчано-галечные породы. В нижней и верхней юре на юге территории известны также фации опресненных лагун, представленные красно- и пестроцветными отложениями. В средней и верхней юре на западе и северо-западе существ-

¹ По данным глубокого бурения.

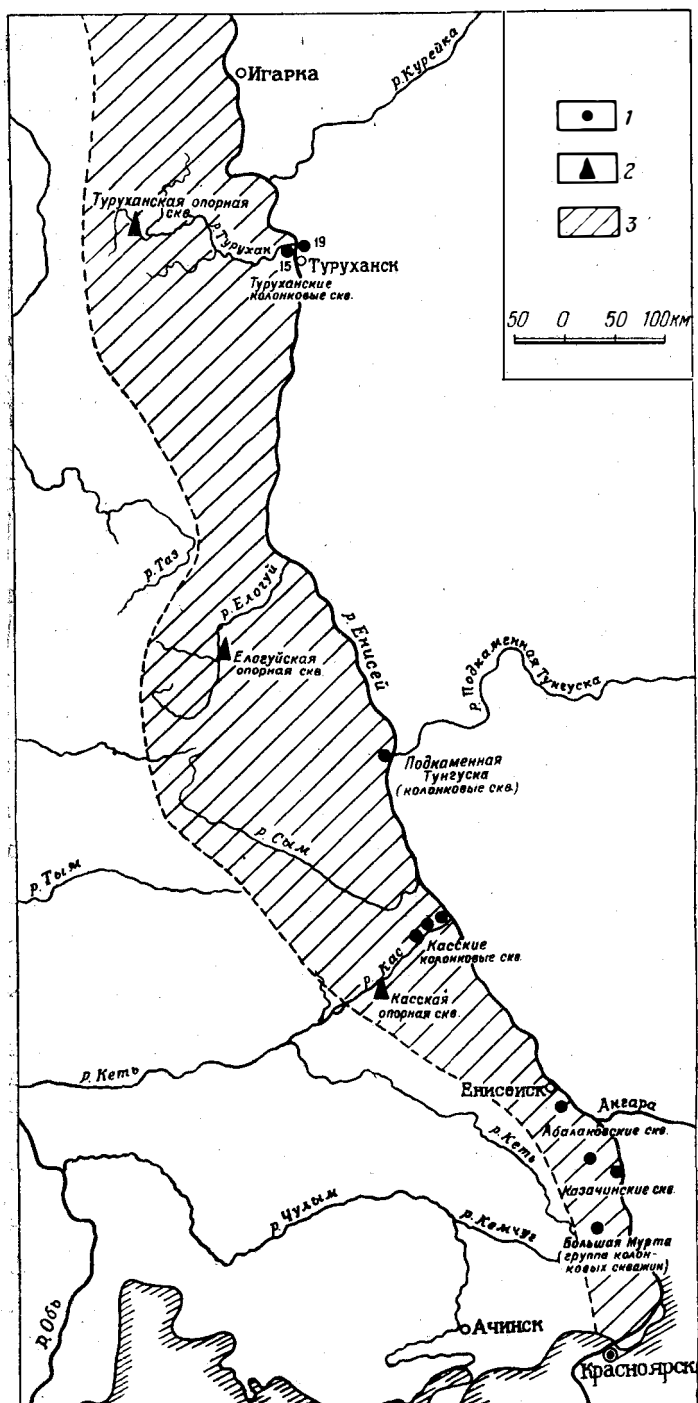


Рис. 41. Схема расположения основных буровых скважин, вскрывших юрские отложения в приенисейской части Западно-Сибирской низменности

1 — буровые скважины — крелиусные; 2 — буровые скважины — роторные (опорные); 3 — приенисейская часть низменности

Касская опорная скважина

Елогуйская опорная скважина

Туруханская опорная скважина

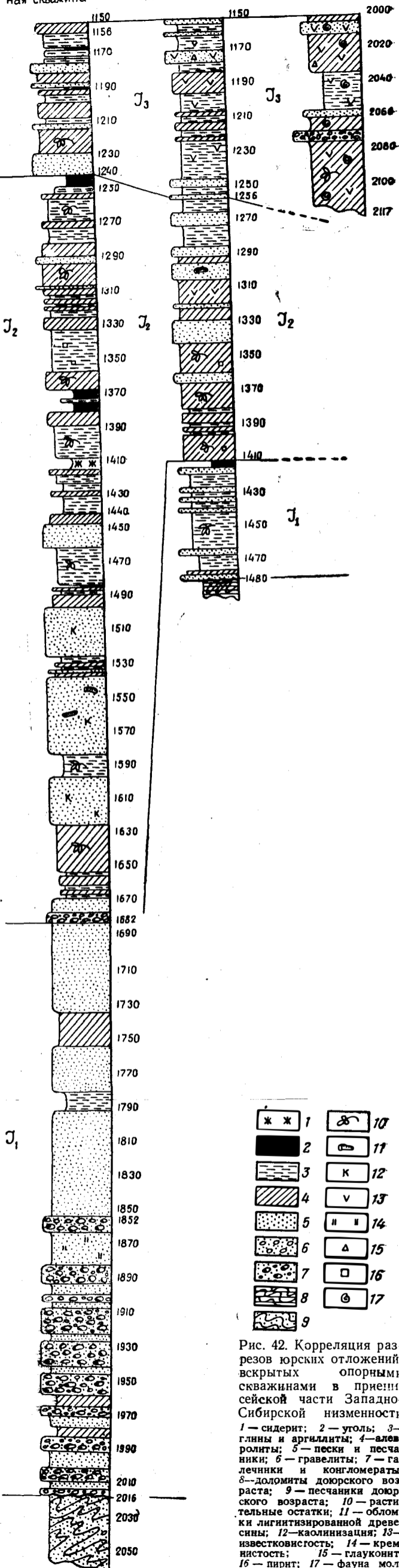


Рис. 42. Корреляция разрезов юрских отложений, вскрытых опорными скважинами в приенисейской части Западно-Сибирской низменности: 1 — сидерит; 2 — уголь; 3 — глины и аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — пески и песчаники; 6 — гравелиты; 7 — галечники и конгломераты; 8 — доломиты доюрского возраста; 9 — песчаники доюрского возраста; 10 — растительные остатки; 11 — обломки лигнитизированной древесины; 12 — каолинизация; 13 — известковистость; 14 — кремнистость; 15 — глауконит; 16 — пирит; 17 — фауна моллюсков

венное значение приобретают морские известково-глинистые и песчано-алевритовые фации. Наблюдается постепенный закономерный переход континентальных угленосных отложений в прибрежно-морские и морские в направлении с юго-востока на северо-запад.

В приенисейской части Западно-Сибирской низменности развиты все три отдела юрской системы при наибольшем распространении среднеюрских отложений. Осадки ниже- и верхнеюрского времени, по-видимому, приурочены к районам, характеризующимся наибольшим прогибанием фундамента. Наличие нижнеюрских отложений в разрезе доказывается присутствием спорово-пыльцевых комплексов нижнеюрского возраста. Среднеюрские отложения охарактеризованы листовой флорой и спорово-пыльцевыми комплексами. Отложения верхней юры, в составе которой намечается присутствие оксфордского, кимериджского и волжского ярусов, выделены на основании находок пеллеципод, аммонитов и фораминифер.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнеюрским отложениям относится часть разреза юры, вскрытая Касской опорной скважиной в интервале глубин 2016—1682 м, и нижняя часть разреза Елогуйской скважины от 1480 до 1410 м (рис. 42). Возможно, что отложения нижней юры присутствуют и в некоторых других скважинах, но их фациальный характер (преобладание песчано-галечных континентальных образований), отсутствие ископаемых остатков растений и спорово-пыльцевых комплексов, а также недостаточная изученность состава пород не позволяют в настоящее время отделить их от среднеюрских отложений. Верхняя граница нижнеюрских отложений в разрезах Касской и Елогуйской опорных скважин также является условной.

Нижнеюрские отложения в разрезе Касской опорной скважины имеют мощность 334 м. Они залегают с резким размывом на породах девона, представленных красноцветными известковистыми алевролитами, песчаниками и реже аргиллитами с прослойками известняков, доломитов и гипсов. К нижней юре относится толща песчано-галечных отложений с прослоями красноцветных алеврито-глинистых пород. В нижней ее части галечники и конгломераты мощностью от 1—2 до 10—12 м чередуются с более редкими и маломощными прослоями песчаников, алевролитов и глин. Преобладают мелко- и среднегалечные конгломераты с галькой жильного кварца, кремня и кремнистых пород, кварцитов и кварцитовидных песчаников, мраморизованных известняков, гранитов, гранит-порфиоров, кристаллических сланцев и некоторых других пород. Гальки отличаются продолговатой формой и обычно хорошо окатанностью, они довольно крепко сцементированы неравнозернистым глинисто-железистым или кремнисто-глинистым песчаником.

Верхняя часть толщи слагается преимущественно полевошпатово-кварцевыми или полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, содержащими гравий и редкие гальки кварца и кремня. В резко подчиненном количестве присутствуют прослои красноцветных глин и алевролитов.

В нижнеюрских отложениях Касского разреза определены лишь отдельные споры типа *Schizaeaceae*, *Hymenophyllaceae* и единичные пыльцевые зерна, напоминающие *Ginkgoales* и *Bennettitales*, присутствие которых не позволяет точно датировать возраст содержащих их отложений. Отнесение этих отложений к нижней юре обусловлено тем, что

непосредственно выше над ними без видимого перерыва залегает угленосная континентальная песчано-глинистая толща, охарактеризованная богато представленным среднеюрским комплексом спор и пыльцы.

В Елогуйской опорной скважине мощность нижнеюрских отложений составляет всего 70 м. В основании разреза здесь залегает слой мощностью около 5 м неравномернозернистого песчаника с гравием и отдельными редкими галечками кварца. Выше наблюдается неравномерное чередование тонких слоев сероцветных песчаников, алевролитов, глин и прослоев бурого угля. Характерно обилие в породах обуглившегося растительного детрита, концентрирующегося главным образом по плоскостям наслоения, а также присутствие включений пирита и прослоев сидеритизированных пород.

Возраст толщи устанавливается по спорово-пыльцевому комплексу, представленному значительным количеством спор *Selaginella*, *Osmundaceae*, *Hymenophyllaceae*, *Leiotriletes*, пыльцы *Benettitales*, *Ginkgoales*, древних форм *Coniferales* и небольшим содержанием *Cycadales*, *Podozamites*, *Pinus*. Такой состав спорово-пыльцевого комплекса характерен, по мнению И. М. Покровской, для отложений нижнеюрского возраста.

Возраст толщи устанавливается по спорово-пыльцевому комплексу, представленному значительным количеством спор *Selaginella*, *Osmundaceae*, *Hymenophyllaceae*, *Leiotriletes*, пыльцы *Benettitales*, *Ginkgoales*, древних форм *Coniferales* и небольшим содержанием *Cycadales*, *Podozamites*, *Pinus*. Такой состав спорово-пыльцевого комплекса характерен, по мнению И. М. Покровской, для отложений нижнеюрского возраста.

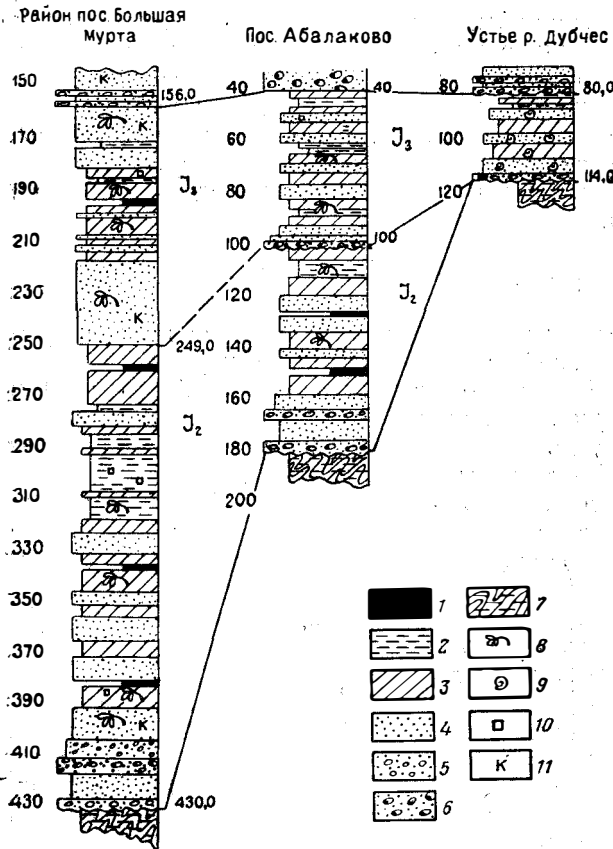


Рис. 43. Корреляция разрезов юрских отложений, вскрытых скважинами в районе с. Большая Мурта, вблизи пос. Абалаково и к югу от устья р. Дубчеса

1 — угли; 2 — глины и суглинки; 3 — алевролиты; 4 — пески и песчаники; 5 — гравелит; 6 — конгломераты и галечники; 7 — нерасчлененные палеозойские отложения; 8 — растительные остатки; 9 — остатки морской фауны; 10 — включения пирита; 11 — примесь каолина в цементе

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения средней юры в приенисейской части Западно-Сибирской

низменности имеют почти повсеместное распространение. В районе сел Большой Мурты и Абалакова и в бассейне р. Каса они залегают на размытой поверхности доюрского фундамента. В их основании обычно присутствует маломощный слой мелкогалечного конгломерата, состоящего из хорошо окатанных овальных галек кварца, кремня, иногда кварцита, эффузивных пород или гранита (рис. 43). Мощность среднеюрских отложений в южной части территории колеблется от 40 до 150 м и увеличивается к западу.

Разрез складывается часто чередующимися маломощными слоями мелкозернистых и среднезернистых песчаников, алевролитов, глин и бурого угля. Породы окрашены в серый и коричневато-серый цвет, содержат большое количество обуглившихся растительных остатков и мелких конкреций пирита. Пласты угля редко достигают рабочей мощности, характеризуются невыдержанностью в разрезе и соответственно линзовидным залеганием.

Среднеюрские отложения в разрезах скважин в бассейне р. Каса залегают на размытой поверхности красноцветного девона и перекрываются красноцветными же отложениями нижнего мела (рис. 44). Вблизи складчатого обрамления низменности среднеюрские отложения залегают неглубоко от поверхности, но подошва их постепенно погружается в западном направлении.

Как и на юге территории, здесь в основании средней юры обычно наблюдается слой базального конгломерата мощностью в несколько метров и состоящего из хорошо окатанных галек белого и полупрозрачного кварца, кремня, кремнистых пород, кварцитовидных песчаников, иногда эффузивных пород и известняков. Гальки имеют овальную форму; размер их от 3 до 8 см. Выше конгломерата залегают мощная пачка мелко- и среднезернистых песчаников полимиктового состава с примесью каолинового материала в цементе. Песчаники сравнительно плотно сцементированы, обладают ясной тонкой слоистостью, обусловленной присутствием прослоев алевроитовой глины, алевролита или конгломерата. В песчаных породах содержатся обильные включения обуглившегося растительного материала, обломки лигнитизированной древесины, иногда угольные пропластки.

Верхняя часть разреза представлена угленосной пачкой пород, слагающейся в основном алевроитовыми глинами и аргиллитами серого и темно-серого цвета, с пластами бурого угля и углистых пород. Глины и аргиллиты обладают ясно выраженной, преимущественно горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием тонких прослоев глины, углистой глины и угля. Угли представлены лигнитоподобными разностями. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 2—3 м.

Кластический материал, слагающий основную массу среднеюрских пород в бассейне р. Каса, имеет полимиктовый состав. Он плохо отсортирован, почти неокатан и сцементирован кремнистым, кремнисто-глинистым или глинисто-сидеритовым цементом. В некоторых прослоях песчаников встречаются сравнительно хорошо окатанные гальки кварца и кремня. Вообще для песчаников характерно значительное содержание обломков самых разнообразных пород: диабазовых порфиринов, гранит-порфиоров, кристаллических и метаморфических сланцев, кварцитов, перекристаллизованных известняков, кремнистых яшмовидных пород.

К западу от устья р. Каса, где полный разрез среднеюрских отложений вскрыт Касской опорной скважиной в интервале глубин 1682—1240 м, мощность его превышает 440 м. В Елогуйской скважине эти отложения прослежены на глубинах 1410—1256 м и соответственно имеют мощность 154 м (см. рис. 42).

По данным И. Табачниковой, в составе спорово-пыльцевого комплекса пород Касского разреза преобладают споры (70%): *Lycopodium* (1,2—2,8%), *Selaginella* (0,0—1,0), *Hymenophyllaceae* (0,0—0,3%), *Cyathea* (2,4—8,2%), *Cyathea* (0,0—0,4%), *Dicksonia* (0,0—0,8%), *Cibo-*

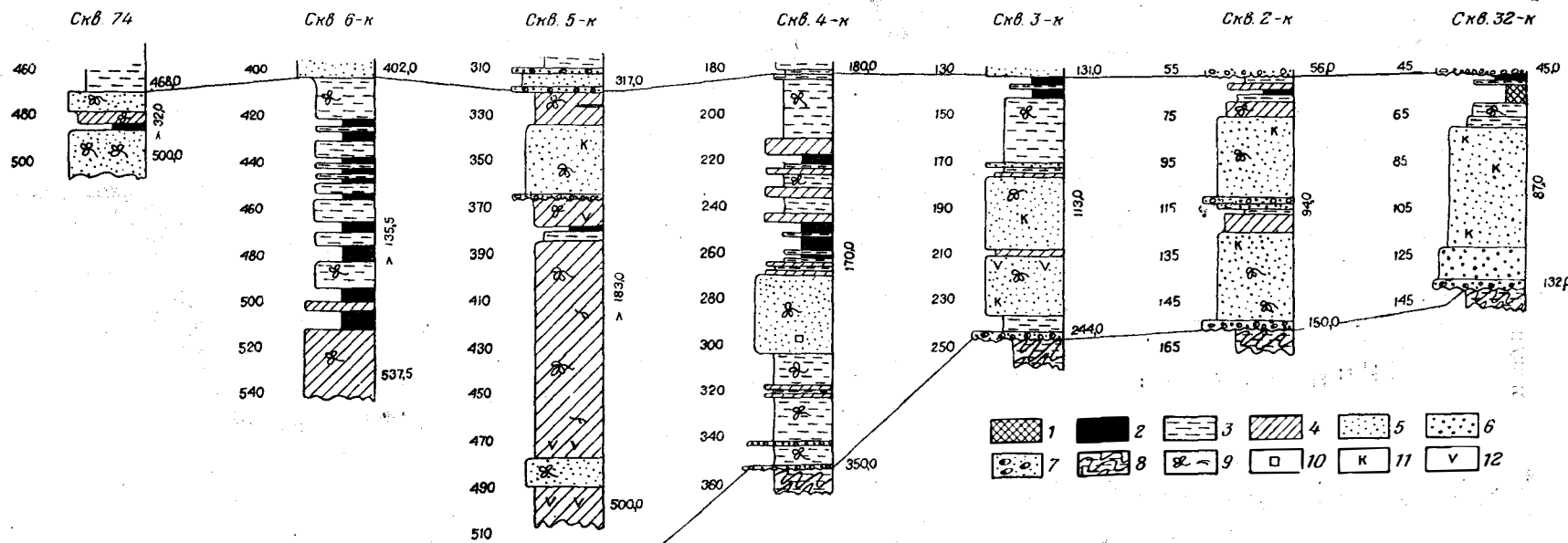


Рис. 44. Корреляция разрезов юрских отложений, вскрытых бурением Касских крелиусных скважин (р. Кас)
 1 — сидерит и сидеритизированные породы; 2 — угли; 3 — глины и аргиллиты; 4 — алеволиты; 5 — пески и песчаники; 6 — гравелит; 7 — галечники и конгломераты; 8 — глинистые породы палеозоя; 9 — растительные остатки; 10 — пирит; 11 — каолин; 12 — известковость

tium (1,4—7,1%), *Alsophyla* (0,0—0,1%), *Coniopteris* (4,6—27,9%), *Polypodiaceae* (0,0—0,7%) *Cheiropleuria* (0,0—1,9%), *Cheiropleuria congregata* Bolch. (0,0—4%), *Gleichenia* (1,6—12,5%), *Osmundaceae* (0,0—3,8%), *Osmunda* (0,3—1,2%), *Leiotriletes* Naumova (20,0—40,8%), *Trachytriletes* (0,7—2,8%), *Lophotriletes* (0,0—0,8%); в меньших количествах содержится пыльца: *Caytoniales* (0,0—0,6%), *Bennettitales* (0,6—1,4%), *Cycadales* (0,0—1,0%), *Ginkgoales* (6,3—16,8%), *Podocarpus* (0,4—0,6%), *Pinaceae* (8,0—12,5%), *Picea* (0,3—6,3%), *Pinus* n/p *Haplolygon* (0,8—2,5).

Характерно преобладание спор над пыльцой и господство среди них *Leiotriletes* Naum., небольшое видовое разнообразие спор и малое количество пыльцы *Bennettitales* и, наоборот, обилие пыльцы *Ginkgoales*. Сходный с данным состав спорово-пыльцевого комплекса установлен и в породах Елогуйского разреза. По заключению И. Табачниковой, приведенный спорово-пыльцевой комплекс дает основания для отнесения содержащих его отложений к средней юре.

Среднеюрские отложения Касского и Елогуйского разрезов могут быть сопоставлены с итатской свитой юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности и с тюменской свитой центральных ее районов.

Среднеюрские отложения известны также по разрезам буровых скважин (рис. 45) в районе г. Туруханска. В одной из них они вскрываются на глубинах от 436 до 118 м, во второй в интервале глубин 501—384 м. Обе скважины прошли только верхнюю часть среднеюрских отложений. В кровле их залегают верхне-

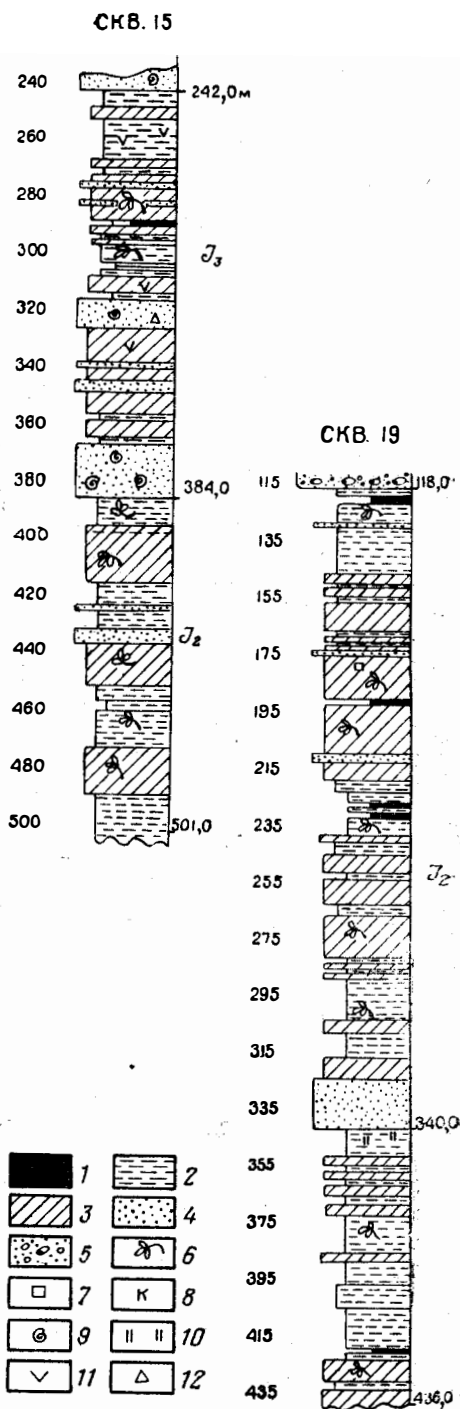


Рис. 45. Разрезы юрских отложений, вскрытых Туруханскими колонковыми скважинами

1 — угли; 2 — глины и аргиллиты; 3 — алевролиты; 4 — пески и песчаники; 5 — пески с галькой; 6 — растительные остатки; 7 — включения пирита; 8 — примесь каолина в цементе; 9 — остатки морской фауны; 10 — опоковидность; 11 — известковистость; 12 — глауконит

юрские отложения, охарактеризованные пеллециподами и фораминиферами. Граница между средне- и верхнеюрскими отложениями неясная. Вероятнее всего, здесь наблюдается постепенный переход. В разрезах представлены преимущественно породы континентального облика — алевролиты, аргиллиты и глины с прослоями мелкозернистых песчаников и маломощными пропластками бурых углей. Самая нижняя часть разреза слагается главным образом глинистыми отложениями с прослоями алевролитов, реже песчаников. Породы окрашены в серый и желтовато-серый цвет, характеризуются тонкой горизонтальной или косой слоистостью. Выше по разрезу наблюдается преобладание алевролитов над глинами.

В одном из разрезов на глубинах 198,6 и 240,4 м обнаружены отпечатки растений *Czekanowskia rigida* Неег, *Baiera* aff. *Ahnertii* Крyst. и *Podozamites* sp. Однако эти растения, по заключению В. А. Вахрамеева, встречаются и в низах мела, вследствие чего они не могут служить обоснованием возраста содержащих их пород.

Спорово-пыльцевой комплекс описываемых отложений характеризуется преобладанием спор над пыльцой. Ведущую роль играют споры *Coniopteris*, содержание которых достигает 65%. В большом количестве содержится пыльца древних хвойных *Pseudopinus oblatinoides* (M a l.) — до 32%. Встречаются споры *Osmunda*: из семейства *Osmundaceae* — *Cibotium*; из семейства *Cyatheaceae* — *Selaginella*; из сем. *Selaginellaceae* — *Salvinia*; из сем. *Salviniaceae* — *Hymenozonotriletes*, *Trachytriletes*, *Adiantum*. В небольшом количестве присутствует пыльца *Bennettitales*, а также пыльца *Pseudopinus*, *Pseudopiceae*, *Piceapites*, *Protoconiferae*, *Protopiceae*, *Protopinus*, *Pinus*, *Picea*, *Podocarpus*, *Caytonia*. В очень небольшом количестве встречены *Psophosphaera*, *Podozamites*, *Cordaitales* и *Ginkgo*.

Приведенный спорово-пыльцевой комплекс по возрасту соответствует средней юре, однако, помимо среднеюрских форм, в нем содержатся элементы верхнеюрской флоры, что, по заключению Ю. И. Мешковой, свидетельствует о принадлежности вмещающих отложений к самым верхам средней юры.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Объем верхнеюрских отложений в приенисейской части Западно-Сибирской низменности и граница их здесь со среднеюрскими и меловыми отложениями пока устанавливаются недостаточно точно.

Вблизи Енисейского края верхнеюрские отложения установлены К. В. Боголеповым и Г. К. Кондратьевым в бассейне р. Галкиной. Здесь эти отложения залегают под покровом пестроцветных глинисто-алевролитовых пород нижнего мела (илекская свита). Представлены они часто чередующимися мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с известковистым цементом, серыми глинистыми алевролитами и темно-серыми и пестроокрашенными глинами. Реже присутствуют мергели и маломощные пачки буроугольного угля со стволами слабоуглефицированной древесины, среди которых В. Д. Нащекимым определены *Xenoxylon latiporosum* (Gram) Coth. и *Mesembrioxylon* sp. В основании толщи залегают маломощный слой галечника. Общая мощность верхнеюрских отложений в этом районе 60 м.

Спорово-пыльцевой комплекс толщи характеризуется значительным содержанием (до 20%) пыльцы *Brachyphyllum* и присутствием в большом количестве спор *Selaginella* (18—20%) и *Leiotriletes* (15%), срав-

нительно большим количеством пыльцы *Pinus* и *Picea*, а также присутствием *Bennettitales*, *Cycadales* и *Ginkgoales*. Появление в большом количестве *Brachyphyllum* характерно для верхней юры.

У северной окраины Енисейского кряжа, к северу от устья р. Дубчеца, геологами Казачинской экспедиции под современным аллювием р. Енисей и пестроцветными глинами нижнего мела установлен горизонт прибрежно-морских отложений плотных серых и темно-серых глин, углистых аргиллитов и алевролитов общей мощностью 34 м. Эти отложения содержат тонкостенные пеллециподы и остракоды. Среди остракод М. И. Мандельштам определил *Timiriasevia crustiformis* Mand., *Darvinula correlativa* Mand, многочисленные виды *Palaeocytheridea*, в том числе *P. cobcava* Mand., *P. dissimilis* Mand. По мнению Мандельштама, указанная фауна характеризует низы нижнего мела (вельд). По мнению же Г. К. Кондратьева, богатый спорово-пыльцевой комплекс этих отложений дает основания для отнесения их к верхней юре. Он характеризуется резким преобладанием пыльцы хвойных, среди которой пыльца *Brachyphyllum* составляет от 42 до 72%. Споры папоротникообразных содержатся в подчиненном количестве и представлены *Coniopteris*, несколькими видами *Selaginella*, *Osmunda* и *Gleicheniaceae*, иногда *Lygodium*.

В направлении к западу от Енисей, в тех районах, где юра погружена под толщу меловых отложений на сотни и тысячи метров, мощность верхнеюрских осадков несколько возрастает, однако в разрезах, где эти отложения представлены морскими фациями, она не превышает нескольких десятков метров.

В разрезе Касской опорной скважины к верхнеюрским отложениям отнесена часть разреза, вскрытая в интервале глубин 1240—1150 м и имеющая мощность 90 м. Литологически она выражена тонким переослаиванием алевролитов, глин, песчаников и редких пластов бурого угля. Граница этих отложений с вышележащей толщей нижнего мела проводится условно — по появлению в разрезе прослоев красноцветных пород. Возможно, что самые низы вышележащей красноцветной толщи могут еще относиться к верхней юре.

В разрезе Елогуйской опорной скважины верхнеюрские отложения пройдены в интервале глубин 1256—1150 м и имеют мощность 106 м. Фациально они представлены несколько иным комплексом пород. Здесь преобладают породы морского происхождения, содержащие пеллециподы, аммониты, фораминиферы и остракоды. Характерно преобладание глинистых пород в нижней части разреза и песчано-алевритовых — в верхней. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

На основании главным образом заключенных в породах остатков фауны верхнеюрские отложения Елогуйского разреза расчленяются на келловей, оксфорд, кимеридж и волжские ярусы.

К келловею условно отнесена самая нижняя часть разреза верхнеюрских отложений в интервале глубин 1256—1248 м, представленная мелкозернистыми песчаниками с прослоями глины и алевролита и не содержащая руководящей фауны. Самая верхняя часть разреза содержит фауну, переходную от волжского яруса к валанжину.

Оксфордская фауна фораминифер была обнаружена В. Ф. Козыревой на глубине 1248—1240 м. В составе ее *Globulina* ex gr. *oolithica* (Terg.), *Cristellaria laminosa* Schwager, *Cristellaria* aff. *hoplites* Wisn., *Lagena sulcata* (Walker et Icob.), *Trochammina rosaceae*

Zasp., Tr. omskiensis Kos., *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), *Globulina* cf. *oolithica* (Terg.), *Textularia* ex gr. *deprovata* Schwager, *Verneuilina micra* Kos., *Haplophragmium pokrovskaensis* Kos., *Dentalina punquinculus* Reuss, *Dentalina* sp.

В верхней части отложений, охарактеризованных приведенным комплексом фораминифер, встречаются остатки раковин пелелипод *Pseudomonotis* sp. и обломки *Amoeboceras alternans* Buch. (в интервале глуб. 1240—1245 м) и *Amoeboceras kitchini* Salf.

По заключению Ф. Г. Корневой и И. Г. Климовой, эта фауна может характеризовать отложения верхнего оксфорда, переходные к кимериджу.

Часть разреза верхней юры, залегающая в интервале глубин 1240—1178 м, относится к кимериджу. В этом интервале на глубине 1239—1237 м встречены аммониты *Amoeboceras kitchini* Salf., и *Amoeboceras* ex gr. *kitchini* Salf., а несколько выше, на глубине 1237—1231 м—*Amoeboceras* cf. *kitchini* Salf., *Amoeboceras* aff. *lincatum* Salf., *Rasenia uralensis* Orb.

В ряде образцов с различных глубин (1239—1190 и 1179 м) в небольших количествах встречаются фораминиферы *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss, *H.* aff. *volgensis* Mjatl., *Ammodiscus tenuissimus* (Gümb.), *Verneuilina micra* Kos., *Ammovertella glomospiroides* Kos., *Cristellaria jonesi* Mjatl., *Trochammina* sp. и др.

Верхняя часть разреза юрских отложений в интервале глубин 1178—1150 м содержит фауну волжских ярусов и переходную от юры к мелу.

В образцах с глубины 1173—1172 м В. Ф. Козыревой изучен комплекс фораминифер, который, по ее мнению, может охарактеризовать отложения нижнего волжского яруса. В составе этого комплекса имеются: *Lagena histrix* Salf., *Eoguttulina polygona* Reuss, *Cristellaria* aff. *striatocostata* Schwag, *Cr. hoplites* Wisn., *Dentalina* aff., *declivis* Reuss., *Glomospira* aff. *porcelania* Dain, *Ammodiscus* sp. На глубине 1165—1158 м обнаружены моллюски *Dorsoplanites* sp., *Lima* aff. *consobrina*, *Aucella* cf. *pallasi*; *Pecten* cf. *nummularis* и др. (Ф. Г. Корнева), которые относятся к фауне нижеволжского яруса.

Отложения, залегающие в интервале глубин 1157—1150 м, содержат фауну, переходную от волжского яруса к валанжину.

Некоторые горизонты келловея и оксфорда, содержащие растительные остатки, по-видимому, представляют континентальные отложения. По данным А. Н. Резапова, обильные скопления обуглившегося растительного детрита наблюдаются в отложениях оксфорда. Г. Н. Курносова, изучавшая спорово-пыльцевой комплекс песчаной пачки (глубины от 1257 до 1385 м), указывает, что в ней преобладают растения, характерные для средней юры, но наряду с ними имеются растения, свойственные более молодым отложениям: *Lygodium subsimplex* Volch. (1,2%), *Hymenozonotriletes textatus* Volch. (до 1,4%), *Brachiotriletes* (0,4%), Schizeaceae (1,2%).

В составе пыльцы голосеменных значительно больше *Brachyphyllum* (до 12%), *Cedrus*, появляется *Psophosphaera tenuissima* Volch., *Caytonia oncoides* Volch. (до 8%), *Abies*, *Cedrus*, *Picea* молодого облика и др. Этот комплекс спор и пыльцы указывает на ранневерхнеюрский возраст осадков.

К верхнеюрским отложениям условно относится также часть разреза, вскрытая вблизи г. Туруханска в интервале глубин 384—242 м и

представленная породами морского происхождения, чередующимися с прибрежно-морскими и континентальными. Преобладают мелкозернистые светло-серые песчаники и алевролиты с известковистым цементом, с фауной моллюсков и остатками рыб; аргиллиты и аргиллитоподобные глины, часто известковистые, светло-серые или темные углистые с растительным детритом и маломощными пропластками угля.

Возраст толщи устанавливается по спорово-пыльцевому комплексу, характерному для верхнеюрского времени.

Среди раковин пелеципод наблюдается обилие *Pseudomonotis* sp., *Cyrena* sp., которые не противоречат отнесению этой толщи к верхней юре.

Туруханская опорная скважина на глубине 2000 м вошла в морские отложения верхней юры и прошла по ним свыше 100 м. Эти отложения представлены алевролитами и маломощными прослоями аргиллитов, песчаников и иногда известняков. Породы окрашены в серый и светло-серый цвет, тонкослоистые, известковистые, сравнительно плотные. Содержат пелециподы и аммониты верхнеюрского возраста. Обнаруженная Ф. Г. Корневой на глубине 1990 м *Aucella mosquensis* (V u s h.) дает возможность относить вмещающие отложения к кимериджу — нижнему волжскому ярусу.

Присутствие в данном разрезе отложений нижнего волжского яруса подтверждается находкой в интервале глубин 2032—2042 м аммонита *Epirosgattites* sp. (И. Г. Климова).

ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Юрские отложения на юге Красноярского края известны не только по приведенным выше данным глубокого бурения в приенисейской части Западно-Сибирской низменности, но также и в юго-восточном обрамлении последней, включающем северную часть Минусинского прогиба (Чебаково-Балахтинская и Назаровская впадины). На этой территории юрские отложения встречаются в естественных обнажениях, но в ряде случаев вскрыты буровыми скважинами при разведке угольных месторождений (Назаровского, Боготольского, Соболевского и др.). При изучении юрских отложений рассматриваемой области многими исследователями для ряда угольных месторождений были созданы местные стратиграфические схемы (Жуков и др., 1939; Лебедев, 1955). Межведомственным стратиграфическим совещанием в 1956 г. для этих отложений была рекомендована стратиграфическая схема, показанная на табл. 12.

Растительные остатки юрских отложений изучались В. А. Хахловым, Т. Ф. Головой, фауна пелеципод — Г. Г. Мартинсоном, филлоподы — Н. И. Новожиловым (1957).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнеюрские отложения, составляющие макаровскую свиту, в естественных обнажениях выступают на правом берегу р. Чулыма у с. Балахта, на р. Кемчуге ниже ж.-д. моста и на р. Енисее ниже г. Красноярска. Буровыми скважинами они вскрыты на всех буроугольных месторождениях. Макаровская свита залегает на неровной эрозионной поверхности палеозойского фундамента, заполняя наиболее глубокие депрессии и выклиниваясь у выступающих между ними до юр-

Стратиграфические схемы юрских отложений

Отдел	Районы						
	Чебаково-Балахтинский (по И. Н. Звонареву и И. И. Молчанову)	Назаровская впадина (по С. К. Кацияеву)	Итатский (по А. Н. Ситниковой)	Богогольский (по И. Г. Индюкову)	Ачинский (по Л. Н. Жукову)	Красноярский (по К. Л. Коханчик)	Согласованная стратиграфическая схема
Верхний							Тяжинская свита
Средний	Верхний горизонт	Верхняя угленосная свита	Итатская толща	Кирсановская свита	Соболевский горизонт	Кубековский горизонт	Итатская свита
						Бадалыкский горизонт	
						Коркинский горизонт	
	Средний горизонт	Средняя безугольная свита	Макаровская толща	Нижняя безугольная свита	Безугольный горизонт	Средняя безугольная свита	
Нижний	Нижний горизонт	Нижняя угленосная свита		Косульская свита	Селекский горизонт	Нижняя угленосная (красноярская) свита	Макаровская свита

ских останцов. Мощность свиты обычно увеличивается от окраин к центру впадин.

Состав пород макаровской свиты подвержен значительным изменениям. В приенисейской части, в Западно-Сибирской низменности, а также в Назаровской и Чебаково-Балахтинской впадинах широко распространены песчано-глинистые отложения и пласты углей, тогда как у Кемчугского хребта и на восточной окраине Западно-Сибирской низменности, вблизи Енисейского края развиты преимущественно конгломераты.

Наиболее грубообломочные отложения нижней юры обнажаются на р. Кемчуге ниже ж.-д. моста, неподалеку от гранитного массива. Здесь в низах юры залегает валунник, состоящий из светло-красного гранита, кварцита и лиловатых песчаников девона (?). Размеры валунов достигают 45 см, среди них имеются совершенно неокатанные обломки. Выше залегают пески и галечники с многочисленными пустотами, образовавшимися после разрушения стволов растений, диаметр которых достигает 15 см. Ниже по реке валунно-конгломератовая толща погружается и у Московского тракта обнажается только песчано-глинистая толща с незначительными по мощности линзами галечника и одним пластом сидерита.

На р. Енисее ниже г. Красноярска в основании нижнеюрских отложений залегает галечник мощностью около 20 м, состоящий из кварца, кварцита, среднезернистого гранита, девонского мергеля, кварцевого

порфира. Выше залегает песчано-аргиллитовая толща с маломощными прослоями углей.

На Соболевском месторождении углей, по данным Л. Н. Жукова и др. (1939), нижнеюрские отложения, изученные только по отдельным скважинам, сложены песчано-глинистыми породами и пластами углей. Общая их мощность превышает 123 м, причем базальные слои юры остались невоскрытыми. Западнее, у г. Боготола, по данным И. Г. Индюкова, в основании нижней юры залегает базальный конгломерат мощностью около 1 м, а выше находятся песчано-глинистые породы, в нижней части которых содержатся два не выдержанных по простиранию пласта угля.

Разрез нижнеюрских отложений Назаровской впадины подвержен значительным изменениям. В восточной ее части мощность отложений достигает 60 м, а в Кибетеньской мульде — 95 м, причем по направлению к западу уменьшается содержание песчаного материала и резко увеличивается угленосность. У д. Нижний Ададым в нижнеюрских отложениях мощность пласта угля достигает 2,1 м, а в Кибетеньской мульде превышает 11 м. Галечники в нижнеюрских отложениях Назаровской впадины встречаются очень редко и только в виде небольших прослоев в базальных слоях.

В Чебаково-Балахтинской (Чулымо-Енисейской — ред.) впадине нижнеюрские отложения обнажаются у с. Балахты. В их основании залегают светло-серые песчаники с прослоями буро-железнякавых конкреций, выше которых имеется пласт галечника, перекрытого песчано-глинистой угленосной толщей. Общая мощность толщи, относимой к нижней юре, в этом районе, по данным И. Н. Звонарева и И. И. Молчанова, достигает 140 м.

В нижнеюрских отложениях на р. Большом Кемчуге в почве пласта сидерита найден отпечаток листа *Clathropteris* cf. *meniscoides* Brongn., а стратиграфически выше — пелеципода *Sibireconcha brevis*; у г. Красноярска найдены листья *Cladophlebis whitbiensis tenue* Heer и пелеципода *Unio khomentowskii*.

В нижнеюрских отложениях Назаровской и Кибетеньской мульд, по данным А. В. Аксарина, содержатся растения: *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *C. spectabilis* (Heer) Font., *C. odnata* Goerr., *C. whitbiensis* Brongn., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *C. maakiana* Heer, *Lacopteris polypodioides* Brongn., *Lycopodites tenerimus* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *C. setacea* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *P. speciosa* Heer.

А. Ф. Хлонова из образцов, отобранных из скважины в районе юго-восточной части Кибетеньской мульды, на глубине 28,5 м установила спорово-пыльцевой комплекс, характерный для нижней юры и горизонтов, переходных из нижней юры к средней. В этом комплексе содержится: *Cleichenia* 11,17%; *Gibotium* 1,17%; *Aneimia* 0,29%; *Dicksoniaceae* 0,29%; *Lycopodium* 1,17%; *Cyrecellina bicycla* Mal. 0,29%; *Selaginella* 0,29%; *Osmundaceae* 0,29%; *Trichomanes* 1,17%; *Acrostichum* 0,29%; *Stenozonotriletes* 0,58%; *Cheiropleuria?* 0,59%; *Dictyophyllum* 0,59%; *Leiotriletes* 1,75%; *Leiotriletes?* 0,88%; *Equisetites* (?) 0,29%; *Ginkgoaceae* 8,45%; *Ginkgoaceae* (ребристые) 1,47%; *Ginkgoaceae* (?) 5,83%; *Cycadaceae* 5,83%; *Bennettitaceae* 11,35%; *Psophosphaera* 8,45%; *Psophosphaera* (*Podozamites*) 1,75%; *Psophosphaera* 0,59%; *Cordaitales* (?) 0,29%; *Lebachia* 0,29%; *Podocarpus* 0,59%; *Podocarpus* (?) 0,29%; *Pinaceae* 2,05%; *Pinus* sec. *Diploxyylon* 0,29%; *Conoferae* 9,6%.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднеюрские отложения, выделяемые под названием итатской свиты, обнажаются на р. Чулыме у г. Ачинска, на р. Большом Кемчуге ниже Московского тракта и на берегу р. Енисея ниже г. Красноярска. В приенисейской части Западно-Сибирской низменности она вскрыта описанными выше опорными скважинами на реках Касе и Елогуе.

Залегание среднеюрских отложений с подстилающими их нижнеюрскими в большинстве случаев согласное, но на юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности и по краям отдельных впадин (Назаровская, Чебаково-Балахтинская и др.) среднеюрские толщи налегают непосредственно на палеозойские или докембрийские породы. В разрезах, отличающихся согласным залеганием нижне- и среднеюрских отложений, мощность последних увеличивается.

В составе среднеюрских отложений имеются аргиллиты, песчаники и песок, алевролиты и пласты углей. На восточной окраине Западно-Сибирской низменности вблизи Енисейского кряжа встречаются пласты конгломератов. Вся среднеюрская толща представляет собой единый крупный цикл осадков. Базальная часть этого цикла, не содержащая углей, часто выделяется в безугольную свиту, а верхняя — в угленосную. Однако такое деление применимо только для средней юры Чебаково-Балахтинской и Назаровской впадин и юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности. В той же части низменности, где юрские отложения погружаются на значительные глубины, деление их на подсвиты не представляется возможным в связи с общим уменьшением и почти полным затуханием угленосности. Угленакопление в средней юре даже на окраинах низменности и в указанных выше впадинах началось неодновременно, вследствие чего нижняя возрастная граница угленосной подсвиты представляется в значительной степени условной. Нижняя подсвита средней юры хороших обнажений не имеет и известна только по данным бурения на буроугольных месторождениях. В ней преобладают пески, песчаники, в меньшем количестве содержатся аргиллиты и галечники, а в некоторых районах в средней ее части содержится пачка глинистых пород с маломощными пластами углей.

В Красноярском районе нижняя подсвита начинается с базальных конгломератов, выше которых залегают песчаники и пески; имеются небольшие по мощности пласты алевролитов и аргиллитов. В средней части подсвиты встречены два невыдержанных пласта угля мощностью 0,25 и 1,10 м. Общая мощность подсвиты достигает 117 м. В Больше-Муртинском районе мощность этой подсвиты 180 м, на Соболевском месторождении — 197,5 м, в Назаровской впадине — 150 м. В Чебаково-Балахтинской впадине мощность подсвиты резко возрастает; здесь она, по данным И. Н. Звонарева и И. И. Молчанова, превышает 355 м.

Верхняя подсвита итатской свиты согласно перекрывает отложения нижней подсвиты, но на окраинах отдельных впадин, а также и в пределах выступов погребенного доюрского рельефа залегает прямо на древних (палеозойских или докембрийских) отложениях. К этой подсвите приурочены мощные пласты угля.

В Красноярском районе (рис. 46) подсвита подразделена на три горизонта: коркинский, бадалыкский и кубековский, — сложенные песчано-глинистыми отложениями. Коркинский горизонт общей мощностью до 203 м содержит семь пластов угля. Вышележащий бадалыкский горизонт общей мощностью 135 м содержит шесть пластов. Кубековский

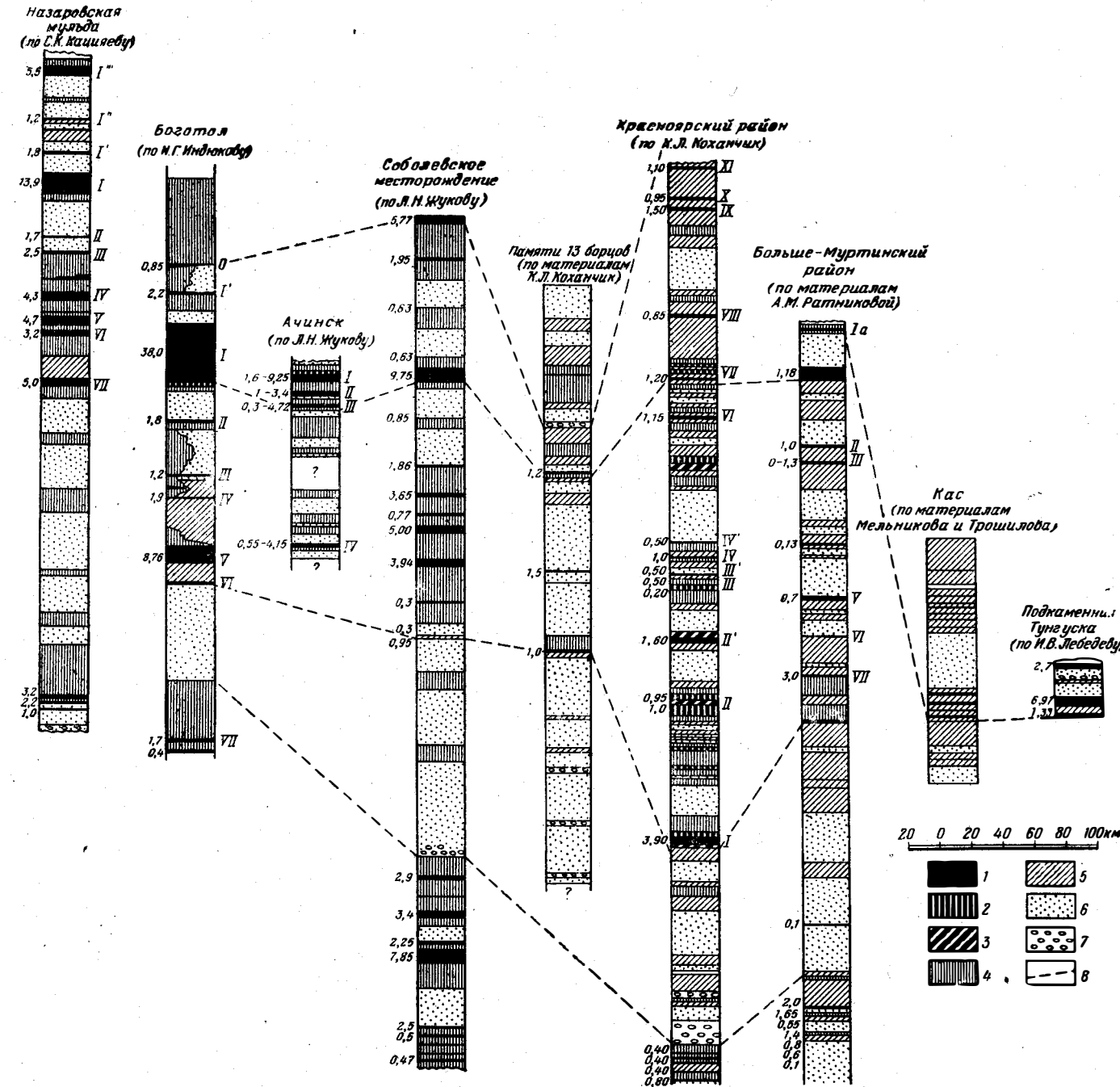


Рис. 46. Схема сопоставления разрезов угленосных юрских отложений юго-восточного обрамления Западно-Сибирской низменности

1 — угли; 2 — углистые аргиллиты; 3 — углистые алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — алевролиты; 6 — пески и песчаники; 7 — галечники и конгломераты; 8 — стратиграфические границы

Римскими цифрами обозначены номера угольных пластов; для Соболевского месторождения приведены названия пластов угля

Красноярский край, ч. I

горизонт развит только в северо-западной части района. Характерно, что его мощность также увеличивается в этом направлении и достигает 82 м. Общая мощность подсветы составляет 416 м.

Севернее г. Красноярска, в районе с. Миндерла, верхняя подсвета имеет мощность более 485 м. Общее количество угольных пластов здесь превышает 17, но из них рабочей мощности достигает только 6.

В Больше-Муртинском районе, вблизи Енисейского кряжа, верхняя подсвета отличается резкой фациальной изменчивостью, вследствие чего разрезы двух соседних скважин здесь увязываются плохо, пласты углей часто выклиниваются. В западной же части района, вдали от этого кряжа, пласты более выдержаны и имеют большую мощность.

Севернее юрские отложения вскрыты на р. Касе, близ ее устья, и у пос. Александровского, но они еще не расчленены. Здесь мощные угленосные пласты отсутствуют. Общая мощность юры в данном районе достигает 440 м. Примерно такой же состав имеют юрские отложения, вскрытые на р. Елогуе, у пос. Келлог; здесь также имеются только тонкие прослойки угля. Восточнее двух последних пунктов среднеюрские отложения сохранились на левом берегу р. Подкаменной Тунгуски в 10 км выше устья, т. е. уже в пределах Сибирской платформы. На этой площади они сложены слабо сцементированными песчаниками, гравелитами, аргиллитами и пластами углей. Вскрытая мощность юрских отложений здесь превышает 35 м.

Западнее г. Красноярска верхняя подсвета средней юры вскрыта у Кемчугского хребта. Нижняя часть ее здесь сложена песчаниками, в верхних горизонтах преобладают алевролиты и аргиллиты с двумя маломощными и невыдержанными пластами угля. На Соболевском месторождении верхняя подсвета сложена главным образом глинистыми породами, в которых содержится 12 пластов угля. Общая мощность угленосной части средней юры на этом месторождении равна 270 м.

Разрез угленосной части средней юры окрестностей г. Боготола близок к разрезу Соболевского месторождения. Общая мощность угленосной толщи здесь 205 м.

Южнее, в Назаровской впадине, мощность угленосной подсветы средней юры достигает 220 м, но к окраинам она заметно уменьшается. В центральной части впадины преобладают глинистые породы, по окраинам — песчаные. Параллельно с увеличением мощности в центральных частях впадины наблюдается уменьшение мощности угольных пластов.

В Чебаково-Балахтинской впадине верхняя подсвета изучена плохо. По данным И. Н. Звонарева и И. И. Молчанова, она имеет мощность более 100 м, содержит два пласта угля.

В среднеюрских отложениях в изобилии содержатся остатки пеллеципод и листоногих. В Назаровской впадине в этих отложениях, по данным А. В. Аксарина, присутствуют *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *C. burejensis* (Zal.) Sew., *Sphenopteris jurensis* Holova, *Ginkgo digitata* Brongn., *Sphenobaiera czekanowskiana* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *C. setacea* Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer.

Западнее г. Боготола, на Итатском месторождении, в верхних горизонтах верхней подсветы найдены листоногие: *Brachystheria lebedevi* Novoj., *Euestheria sibirica* Novoj., *Livestheria itatensis* Novoj., *Pseudoestheria chulymensis* Novoj., *P. convexa* Novoj. По мнению Н. И. Новожилова, эти формы указывают на принадлежность отложе-

ний к верхам средней или низам верхней юры. На правом берегу р. Енисея у д. Худоноговой, по данным И. В. Лебедева, содержатся среднеюрские пеллециподы *Ferganoconcha subcentralis* Chern., *F. jorkensis* Chern., *F. sibirica* Chern и ряд новых форм. Из растительных остатков в этом районе найдены *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Equisetites ferganensis* Sew., *Ginkgo sibirica* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer.

На р. Большом Кемчуге, ниже Московского тракта в отложениях средней юры, по данным Т. Ф. Головой (1954), содержатся: *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *C. denticulata* Brongn., *C. spectabile* Heer, *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Czekanowskia rigida* Heer, *C. setacea* Heer, *Sphenopteris sibirica* Heer, *Leptostrobus laxiflora* Heer, *Elatides* sp., *Pitiophyllum nordenskiöldii* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Desmophyllum sibiricum* Chachl., *Podozamites ensiformis* Heer, *P. lanceolatus* L. et H., *Schizolepis abaschevi* Chachl.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские отложения имеются только в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности, где континентальные породы выделяются под названием тяжинской свиты. Верхняя граница верхнеюрских отложений проводится здесь по подошве базального песчаника нижнемеловых отложений, несогласно перекрывающих юрские отложения, а нижняя граница — условно, выше верхнего мощного угольного пласта, лежащего над итатским пластом.

Естественных обнажений континентальные верхнеюрские отложения не образуют. Буровыми скважинами они вскрыты у г. Ачинска, у пос. «Память 13 борцов» и на р. Кемь, у д. Михайловской. Представлены эти отложения мелкообломистыми песками, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Грубообломочные породы встречаются очень редко. В нижних горизонтах иногда наблюдаются тонкие пласты углей, а в верхних — отсутствует даже растительный детрит.

Крупные осадочные циклы, хорошо выраженные в нижне- и среднеюрских отложениях, здесь не установлены.

Породы нижних горизонтов верхнеюрских отложений имеют характерный серый цвет с зеленовато-голубоватым оттенком. В верхней части свиты появляются прослой аргиллитов и глин лилового и розоватого цвета. Весьма типичны небольшие включения пирита.

Мощность континентальных верхнеюрских отложений незначительно варьирует в пределах нескольких десятков метров.

РЫБИНСКАЯ ВПАДИНА

Сведения об угленосных отложениях Рыбинской впадины приводятся В. К. Златковским (1885), И. Д. Черским (1888), К. И. Богдановичем (1894), В. С. Реутовским (1905), К. И. Аргентовым (1907), М. К. Коровиным и А. В. Аксариным (1932), А. С. Хоментовским (1934) и другими исследователями. В последнее время А. В. Аксариным (1955) по ископаемым остаткам растений и Н. С. Сахановой по составу спор и пыльцы в Рыбинской впадине установлены образования двух отделов юрской системы — лейаса и доггера.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнеюрским отложениям относится переяславская свита, впервые установленная в Рыбинской впадине по данным бурения в окрестностях с. Переясловки. На основании обнаруженных в этих отложениях находок папоротника *Clathropteris elegans* Oishi и других растительных остатков они отнесены А. В. Аксариным к лейасу. Изучение Н. С. Сахановой спор и пыльцы подтвердило нижнеюрский возраст переясловской свиты. Такие же по возрасту отложения, составляющие партизанскую свиту (аналог переясловской), вскрыты в Саяно-Партизанском угленосном районе.

Широкое развитие нижнеюрские отложения имеют в Саяно-Партизанском районе, здесь они представлены в разрезе наиболее полно, образуя вместе с вышележащими толщами юры асимметричную синклинальную складку северо-западного простирания с крутым северо-восточным крылом. К ним приурочены основные запасы каменных углей.

В Рыбинском угленосном районе нижняя юра имеет островной характер залегания и покоится либо на девонских, либо на пермо-карбонových образованиях; она отличается меньшей угленосностью и почти горизонтальным залеганием.

Переясловская свита в низах слагается конгломератами с гальками различного состава и с прочным кварцитоподобным цементом. Конгломераты распространены преимущественно в Саяно-Партизанском районе, расположенном близ области сноса (Восточного Саяна). Здесь их мощность достигает десяти и более метров. В Рыбинском районе они известны по р. Кану близ г. Канска, где источником материала для них являлся так называемый «Каменный хребет», сложенный окремненными девонскими известняками.

На других участках Рыбинской впадины, удаленных от областей питания, базальные конгломераты маломощны или отсутствуют, замещаясь гравелитами или песчаниками.

Над конгломератами лежат песчаники с незначительными прослоями алевролитов, аргиллитов и разнозернистых гравийных пород. Мощность их в Рыбинском районе, в центре Балайской мульды, до 55 м, в Саяно-Партизанском районе 30 м. Выше залегают песчано-глинистые образования с пластами углей. В Рыбинском районе мощность продуктивной толщи равна 30 м. В ней содержится пять пластов бурого угля, из которых три достигают рабочей мощности. В Саяно-Партизанском районе мощность продуктивной толщи достигает 65 м. В этой толще содержится десять рабочих пластов каменного угля. Продуктивный горизонт здесь перекрыт песчаниками.

Общая мощность переясловской свиты в Рыбинском районе 85 м, а в Саяно-Партизанском 150 м. Угленосность в Рыбинском районе наибольшая в Балайской и Бородинской мульдах; к периферии этих структур угольные пласты замещаются углистыми или горючими сланцами.

В переясловской свите нижней юры Рыбинского и Саяно-Партизанского угленосных районов А. В. Аксариным (1955) установлены *Clathropteris elegans* Oishi, *Equisetites sokolowskii* Eichw, *Carpolithes cinctus* Nath., *Neocalamites pinitoides* Chachl., *Cladophlebis spectabilis* (Hr) Font., *C. partisanskiensis* Aksarin, *C. kamenkensis* Thom., *Makrotorellia hoshayhiana* Kryshht., *Ginkgo* cf. *digitata* (Brongn.) Heer, *G. sibirica* Hr., *Sphenobaiera magnifolia* Aksarin, *Desmophyl-*

lum flexus Aksarin, *Schizolepis retroflexa* Nath., *Pityophyllum longifolium* Nath.

В этой же свите Н. С. Сахановой установлен следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Pteris multiformis* Sach. — 6,7%; *Osmunda cinnamomeiformis* Sach. — 1,2—9,0%, *Salvinia* sp. — 1,0—1,7%, *Lycopodium tener* Naum. — 1,2—3,5%, *Aletes verrucosus* Sach. — 2,3%. Характерно присутствие *Lycopodium crassus* Sach., *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *C. tenellus* Naum., *Dhomotriletes anagrammensis*. Среди пыльцы различаются представители хвойных семейств Podocarpaceae, Araucariaceae, Pinaceae. Наиболее многочисленно семейство Pinaceae, представленное родами *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Abies* (?). Характерно присутствие древнего представителя этого семейства в виде *Dipterella ablatinoides* Mal., *Protoconiferus funarius* (Naum) Boloh., *Protopicea pergrandis* Sach.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения среднего отдела юрской системы расчленяются на три свиты: нижнекамалинскую, верхнекамалинскую и бородинскую. Нижнекамалинской свите в Саяно-Партизанском районе отвечает саянская свита, верхнекамалинской — ивановская, бородинская же свита развита только в Рыбинском районе; в Саяно-Партизанском же районе она, видимо, денудирована. Максимальная суммарная мощность средней юры в этих районах 410—530 м.

Нижнекамалинская свита в Рыбинском районе имеет мощность 115 м, в Саяно-Партизанском — 170 м. В этом районе она сложена: в нижней части неугленосными отложениями мощностью до 60 м и в верхней — угленосными мощностью до 55 м. Неугленосные отложения представлены разнозернистыми песчаниками, алевролитами и реже аргиллитами зеленовато-серого и темно-серого цветов. Угленосные отложения состоят из полосчатых песчаников, алевролитов, аргиллитов серого и черного цветов и четырех рабочих пластов бурого угля.

В Саяно-Партизанском районе в низах свиты лежат серые или желтовато-серые конгломераты, состоящие из галек крепких метаморфических, осадочных и иногда изверженных пород. Выше свита слагается песчано-гравелитовыми породами, алевролитами, аргиллитами с двумя-тремя маломощными пластами каменных углей.

В нижнекамалинской свите А. В. Аксариным (1955) установлены растительные остатки *Sphenobaiera magnifolia* Aksarin, *Cladophlebis distans* Heer, *Ginkgo lepida* Heer, *Coniopteris maakiana* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *C. setacea* Heer, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath. и другие среднеюрские формы.

Спорово-пыльцевой комплекс свиты, по данным Н. С. Сахановой (1957), представлен: *Coniopteris* cf. *burefensis* (Zal.) Sew. — 13,5%, *Leiotriletes triangularis* — 4%, *L. thyrsopteriformis* Sach. — 5,5%, *Osmunda cinnamomeiformis* Sach. — 15,5%, *Salvinia* sp. — 3%, *Lycopodium tener* Naum. — 3,6%, *L. retiformis* — 2%, *Trachytriletes bicycla* Mal. — 1,7%, *Cheiropleuria variabilis* Mal. — 1,3%, *Leiotriletes rotundus* Naum. — 1,1%, *Pteris multiformis* Sach. — 1,6%, *Cycadales*, *Ginkgoales* — 2,3%, *Podocarpus* sp. — 4,5%, Pinaceae — 39,7%.

Верхнекамалинская свита в Рыбинском районе представлена в низах существенно песчаниковыми безугольными отложениями мощностью 50 м, а в верхней части — песчано-глинистыми угле-

носными образованиями мощностью 35 м с четырьмя пластами бурых углей рабочей мощности. В Саяно-Партизанском районе мощность этой свиты не менее 150 м. Слагается она в низах гравеллитами, многократно чередующимися с аргиллитами, выше — песчаниками, аргиллитами и алевролитами с тремя рабочими пластами каменных углей.

Собранные среди пород этой свиты растительные остатки, изученные А. В. Аксариным (1955) представлены *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Phoenicopsis simus* Aksarin, *Phoenicopsis latior* Heer, *Czekanowskia setacea* Heer, *C. rigida* Heer, *Nilssonia acuminata* (Presl) Goerpp., *Ptilophyllum* sp.

По данным Н. С. Сахановой (1957), в этой свите содержатся следующие формы спор и пыльцы: *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal.) Sew. — 11,5%, *Leiotriletes triangularis* Sach. — 4,4%, *L. thyrsopteriformis* Sach. — 8,3%, *Cheiropleura variabilis* Mal. — 2,4%, *Osmunda cinnamomeiformis* Sach. — 19,7%, *Lycopodium tener* Naum. — 6,0%, *L. reriformis* Naum. — 3,5%, *Selaginella perfecta* Naum. — 7—18%, *Trachytriletes bycicla* Mal. — 1,5%, *Leiotriletes pumilus* Naum. — 0,9%, *Cycadales*, *Ginkgoales* — 0,4%, *Podocarpus* ps. — 2,2%, *Pinaceae* — 22,8%.

Бородинская свита развита только в Рыбинском угленосном районе; в Саяно-Партизанском районе она, вероятно, смыта. Мощность ее достигает 210 м. В нижней части свита неугленосна. Сложена она серыми и светло-серыми разнозернистыми песчаниками аркозового состава, слабо сцементированными, с примесью глинистого материала и большим количеством обломков и целых стволов окаменелых деревьев. В основании толщи наблюдается слой с концентрацией окислов железа, часто имеющий маркирующее значение. Верхняя — угленосная — часть свиты представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками и пластами бурого угля. В разрезе свиты насчитывается до 14 рабочих пластов угля с мощностью угольной массы до 65 м.

Растительные остатки свиты представлены существенно папоротниками и некоторыми другими формами. Среди них отмечены *Raphaelia acutiloba* Pugn., *R. spinosa* Aksarin, *Coniopteris perpolitata* Aksarin, *C. angustiloba* Brück., затем *Stenomiscus magnus* Tur. — Ket., в общем указывающие на среднеюрский возраст отложений.

Спорово-пыльцевой комплекс свиты по данным Н. С. Сахановой (1957), состоит из *Dicksonia* cf. *arborescens*, *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal.) Sew. — 8,4%, *Leiotriletes triangularis* — 0,5%, *Leiotriletes thyrsopteriformis* Sach. — 4,2%, *Osmunda cinnamomeiformis* Sach. — 5,6%, *Salvina* sp. — 2,7%, *Lycopodium tener* Naum. — 4,8%, *Selaginella perfecta* Naum. — 2,4%, *Aletes verrucosus* Sach. — 2,7%, также подтверждающих среднеюрский возраст бородинской свиты, *Cycadales*, *Ginkgoales* — 0,6%, *Podocarpus* sp. — 5,2%, *Picea*, *Pinus*, *Abies* — 46%.

Все три свиты в Рыбинском районе залегают почти горизонтально, а нижнекамалинская и верхнекамалинская свиты в Саяно-Партизанском районе собраны вместе с переясловской свитой в синклиналиную складку.

ОБЩАЯ СВОДКА

В пределах Красноярского края в юре имели место разнообразные условия седиментации. Отчетливо выделяются северная и южная области осадконакопления. На крайнем севере, в пределах Таймырской складчатой области и в Хатангской впадине, в течение всего юрского периода господствовал устойчивый морской режим, в южной же области

отлагались почти исключительно континентальные осадки. Границу между этими двумя различными областями осадконакопления в настоящее время установить невозможно, но чередование морских и прибрежно-лагунных фаций в отложениях нижней и средней юры в Усть-Енисейской впадине указывает на то, что граница распространения морских отложений находится у южного борта этой впадины. Трансгрессия верхнеюрского моря сместила границу морских отложений на юг почти до широты северных отрогов Енисейского кряжа. Находки верхнеюрских (?) аммонитов на р. Ангаре у с. Чадобец (Лунгерсгаузен, 1956) указывают на возможность трансгрессии моря также со стороны Вилюйской впадины по прогибу, проходившему от этой впадины на р. Ангару (Масайтис, 1955).

В области накопления континентальных отложений наибольшее прогибание в юре испытала приенисейская часть Западно-Сибирской низменности. Здесь мощность ниже- и среднеюрских отложений превышает 950 м, между тем как в Рыбинской впадине она составляет 700 м, а в Назаровской впадине только 450 м.

Верхнеюрские континентальные отложения сохранились только в пределах Западно-Сибирской низменности и в Назаровской впадине. Они несогласно перекрываются отложениями нижнего мела, вследствие чего их первоначальную мощность установить невозможно.

На Сибирской платформе и в Рыбинской впадине осадкообразование прекратилось уже в конце средней юры.

Слабая изученность юрских отложений затрудняет корреляцию стратиграфических разрезов юрских отложений различных районов края. Для Рыбинской и Назаровской впадин и для юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности это можно сделать путем прослеживания отдельных или группы угольных пластов и осадочных циклов, но разрезы, удаленные от окраин Западно-Сибирской низменности, с периферическими разрезами и разрезы континентальных толщ с разрезами морских отложений могут быть сопоставлены только путем определения возраста отдельных подразделений по флоре и фауне. Однако на современной стадии изучения флоры и фауны континентальных отложений нельзя с полной уверенностью говорить даже об их принадлежности к определенным отделам, и поэтому эти толщи рассматриваются только как нерасчлененные отложения того или иного отдела юрской системы.

Среди континентальных отложений нижней и средней юры выделяются три типа осадков. В районах, прилегающих к горным сооружениям — Енисейскому кряжу и Кемчугскому хребту, широко распространены подгорно-веерные аллювиальные образования, отличающиеся широким развитием конгломератов и галечников и незначительным содержанием в них угольных пластов.

Исключение составляют хребты Арга и Солгон, у подножия которых конгломераты имеют лишь незначительное распространение. В районах, несколько удаленных от горных сооружений, разновозрастные отложения имеют песчано-глинистый состав и содержат хоть и небольшое количество угольных пластов, но большой мощности. Третий тип осадков характерен для тех участков приенисейской части Западно-Сибирской низменности, которые в пределах края удалены от ее окраин. Здесь также преобладают породы песчано-глинистого состава, но угольные пласты в них встречаются редко и обладают небольшой мощностью.

Верхнеюрские континентальные отложения во всех районах края имеют песчано-глинистый состав. В нижних горизонтах они содержат маломощные пласты углей, а в верхних горизонтах — лишены их.

Морские верхнеюрские отложения сложены терригенными породами, с преобладанием алевролитов, аргиллитов и песчаников. В них содержатся редкие прослои конгломератов. Суммарная мощность морских отложений верхней юры на Таймыре достигает 1400 м, в Хатангской впадине — 800—900 м, в Усть-Енисейской впадине — более 1600 м. Осадки нижней и средней юры Усть-Енисейской впадины образовались частично в лагунно-континентальных условиях. Наряду с терригенными породами в них содержатся прослои угля и растительные остатки. На Таймыре континентальные отложения не прослежены.

Распределение мощностей юрских пород показывает, что территория Красноярского края в юре в геотектоническом отношении не представляла собой единого целого, а перерывы осадконакопления указывают на возникавшие по временам поднятия. В течение нижне- и среднеюрских эпох наибольшее прогибание происходило на Таймыре и на юго-востоке приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Рыбинская и Назаровская впадины испытали наименьшее погружение, а Енисейский кряж, Восточный Саян, западная и северная окраины Сибирской платформы являлись областями питания обломочным материалом. В конце средней юры прекратилось осадконакопление в Рыбинской впадине и замедлилось погружение в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. В Рыбинской, Назаровской впадинах и в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности прерывистый характер погружения приводил к многократным заболачиваниям и циклическому строению отложений. Нижне- и среднеюрские толщи этих областей соответствуют двум крупным циклам седиментации, для которых типична наибольшая интенсивность угленакопления к концу каждого цикла.

Верхнеюрские континентальные отложения на всей территории края образовались в условиях медленного и постепенного погружения. Обилие и разнообразие растительных остатков в юрских отложениях указывают на существование в то время физико-географических условий, благоприятствовавших произрастанию флоры. Фауна пресноводных отложений состоит из пелеципод, насекомых и рыб. Пелециподовая фауна, состоящая из *Unio*, *Ferganoconcha* и эндемичных родов, обнаруживает связь с фаунами Восточной Сибири и Средней Азии.

В морских отложениях установлены аммониты *Quenstedtia*, *Cadoceras*, *Cardioceras*, *Taumioceras*, *Craspedites*, пелециподы *Aucella*, *Pseudomonotis*, *Narpa* и др., белемнит *Cylindrotheuthis*, фораминиферы и др.

Аммониты и пелециподы имеют бореальный характер, а фораминиферы в значительной степени эндемичны.

Растительные остатки представлены формами, обычными для умеренно теплой сибирской ботанической области со свойственной ей хвойно-гинкговой тайгой, в которой преобладали гинкговые *Ginkgo*, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*. Из хвойных чаще всего встречаются *Podozamites* и *Pityophyllum*. Нижний ярус этих лесов составляли папоротники *Cladophlebis*, *Coniopteris* и *Raphaelia* и др. В спорово-пыльцевых комплексах преобладает пыльца хвойных, причем в значительном количестве содержится пыльца семейства Podocarpaceae. Пыльца гинкговых присутствует в заметном количестве, меньше содержится пыльцы беннеттитов и цикадовых.

В составе спор преобладают представители *Lycopodiaceae* и *Selaginellaceae*, имеются *Syatheaceae* и *Osmundaceae*. В верхнеюрских отложениях содержание пыльцы увеличивается, наиболее часто встречаются *Picea*, *Brachyphyllum*, а из спор *Selaginella*, *Osmundaceae*, *Lygodium*, *Mohria*, *Aneimia* и др.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Меловые отложения в пределах Красноярского края прослеживаются вдоль западной и северной окраин Сибирской платформы — от Хатангской и Усть-Енисейской впадин на севере до Назаровской впадины на юге. Они известны также в пределах платформы на юге Таймырской складчатой области, в частности на Енисейском кряже. Отдельные незначительные участки их прослеживаются также в низовьях р. Подкаменной Тунгуски и по р. Бахтенке.

На всей указанной территории меловые породы перекрыты четвертичными отложениями. Исключение составляют только Кемь-Енисейское междуречье; Усть-Енисейская впадина и Енисейский кряж. В этих районах в кровле мела залегают третичные отложения. Хорошие естественные обнажения меловых пород наблюдаются по рекам Урюпу, Чулыму, Кемчугу, Кеми, Сыму и Дубчесу. Севернее устья р. Елогуя эти породы погружаются под мощные толщи четвертичных отложений и появляются лишь в районе Енисейского залива на реках Пясины и Танаме и в Таймырской складчатой области.

Характерными особенностями меловых отложений Красноярского края являются: полнота разреза, представленного непрерывной серией осадков от валанжина до датского яруса, и преобладание, а в некоторых районах исключительное развитие континентальных осадков. В Назаровской впадине и на юго-востоке Западно-Сибирской низменности сохранились только нижнемеловые отложения. Севернее наряду с нижним мелом широко распространены и верхнемеловые толщи. В Таймырской складчатой области и в Хатангской впадине верхние ярусы верхнего мела не установлены.

На Сибирской платформе, в Назаровской впадине и в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности развиты континентальные фации мела. Севернее широты устья р. Подкаменной Тунгуски, в бассейне р. Елогуя, континентальные фации валанжина замещаются морскими; морские слои имеются в апт-альбе и сеномане. В Усть-Енисейской впадине морскими фациями сложены валанжин, готерив, турон и сантон; морские горизонты содержатся и в отложениях апт-альба. Примерно такой же состав имеют меловые отложения Хатангской впадины, где морскими являются валанжин и готерив; выше в разрезе морские слои отмечаются в верхнем сантоне.

Описанию меловых отложений Красноярского края посвящены работы многих авторов (А. Р. Ананьев, К. В. Боголепов, Ю. П. Казанский, М. К. Калинин и Т. М. Емельянец, П. В. Лебедев, М. П. Нагорский, Л. А. Рагозин, В. Н. Сакс и З. З. Ронкина, Г. Э. Фришенфельд, С. Б. Шацкий и др.). В настоящее время имеется достаточно полное представление об особенностях строения и состава меловых отложений большинства районов.

Лучше всего изучен мел южной и юго-восточной окраин Западно-Сибирской низменности и Усть-Енисейской впадины. Морские отложения мела расчленены на ярусы международной стратиграфической шкалы. Для континентальных отложений каждого района созданы местные стратиграфические подразделения. Однако в деталях стратиграфии континентальных отложений еще имеется много нерешенных вопросов, связанных с недостаточной изученностью некоторых районов и с бедностью палеонтологических остатков. Вследствие этого многие границы между стратиграфическими горизонтами верхнего мела условны.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В Таймырской складчатой области меловые отложения имеют весьма ограниченное распространение. Они занимают небольшие отдельные участки по долинам больших рек и в наиболее пониженных межгорных депрессиях. Обнажения их чаще всего наблюдаются вдоль борта гор Бырранга, в зоне перехода к Таймырской низменности, а в пределах последней — главным образом на площади, примыкающей к Хатангскому заливу.

Преимущественным развитием пользуются нижнемеловые отложения. Верхнемеловые отложения выявлены только в западной части складчатой области, на побережье Карского моря.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Незначительные выходы нижнемеловых пород установлены по правобережью верхнего течения р. Верхней Таймыры вблизи устья р. Кыида, в верховье рек Фадью-Куда и Боотанкага — левых притоков нижнего течения р. Верхней Таймыры, в низовье р. Угольной недалеко от оз. Энгельгардта, на участке нижнего течения р. Шренка, в районе устья р. Нижней Таймыры, в низовье рек Фомина и Траутфеттера, по берегам залива Гафнер-Фиорд и нижнего течения р. Ленинградской, в низовье р. Жданова, на п-ове Челюскин, по рекам Анжелике и Перматиту, а также в нижних течениях рек Ключевки и Преградной. Более обширные участки распространения нижнемеловых отложений прослеживаются по южной окраине гор Бырранга — в районе левобережья нижнего течения р. Верхней Таймыры, на северном берегу Таймырского озера и по берегам залива Яму-Байкура, в районе нижних течений рек Муруптума-Тари и Хутуда-Яму и на побережье моря Лаптевых между устьем о-ва Осипа и мысом Сибирским.

Во всех указанных местах, за исключением некоторых пунктов, обнажаются лишь незначительные по мощности отдельные горизонты нижнемеловых отложений. Изучение их показало, что разрез нижнего мела в нижней части складывается из песчаников и песчано-глинистыми породами с остатками морской фауны валанжина, верхняя же его часть сложена разнообразными песками и глинами с пластами бурых углей. Формирование угленосной толщи продолжалось вплоть до альба включительно, но на некоторых участках Таймырского полуострова, возможно, продолжалось и в сеномане.

Наиболее полный разрез нижнемеловых отложений установлен на побережье моря Лаптевых, примыкающем к юго-восточной оконечности гор Бырранга. Здесь, согласно исследованиям И. М. Мигая (1952), морские нижнемеловые отложения представлены преимущественно серыми глинистыми и песчанистыми алевритами, переходящими выше

по разрезу в рыхлые кварцево-полевошпатовые и аркозовые песчаники, иногда с известковистым и известково-железистым цементом. Местами встречаются прослои сидеритизированных пород и стяжения антраконита. Остатки фауны распределены относительно равномерно по всей толще. В ее составе присутствуют: *Aucella crassicollis* Keys., *A. cf. ischimae* Pavl., *A. volgensis* Lah., *A. aff. fischeriana* Orb., *A. cf. crassa* Pavl., *A. aff. sublaevis* Keys., *Buccinum aff. incertum* Orb., *Polyptychites* sp. (определения Н. С. Воронец). Мощность морских отложений валанжинского яруса около 400 м.

Морские отложения постепенно сменяются песчаными породами вышележащей угленосной толщи. Нижняя граница последней проводится условно по исчезновению остатков морской фауны.

Литологический состав угленосной толщи довольно однообразный. Она складывается светло-серыми с желтовато-бурыми и зеленоватыми оттенками, преимущественно мелко- и среднезернистыми, диагонально-слоистыми, глинистыми, слюдястыми и чистыми, уплотненными и рыхлыми песками. Среди них имеются отдельные прослои и линзы известковистых песчаников, чистых и углистых глин, а также линзы и пласты углистых сланцев и бурых углей. В породах встречаются плохо сохранившиеся растительные остатки, обугленный детрит, обломки окремненной древесины и довольно обильные остатки спор и пыльцы разнообразных растений. В спорово-пыльцевом комплексе отмечается преобладание пыльцы голосеменных над спорами. Мощность угленосной толщи около 200 м.

В направлении на запад от побережья моря Лаптевых по южной окраине гор Бырранга и в глубь этих гор к северу литологический состав морских отложений нижнего мела изменяется мало. Однако наблюдается значительное сокращение их мощности. Так, на участке слияния рек Муруптума-Тари и Хутуда-Яму мощность морских нижнемеловых отложений 70 м, в устье р. Жданова 30—40 м, в горле залива Гафнер-Фиорд около 20 м, в устье р. Анжелики (западное побережье п-ова Челюскин) 12 м и в устье р. Шренка 10—20 м. То же отмечается и в отношении угленосной толщи нижнего мела.

Угленосная толща представлена рыхлыми песчано-глинистыми отложениями, содержащими пропластки или пласты бурых углей. Среди последних иногда присутствуют сапропелевые разновидности. Количество пластов бурых углей сильно варьирует. В районе нижнего течения р. Ленинградской установлено пять пластов углей рабочей мощности, на участке в горле залива Гафнер-Фиорд до пятнадцати пластов углей. В угленосных отложениях нижнего мела, обнажающихся в средней части Таймырской складчатой области, встречается от одного до трех пластов угля. Мощность угленосных отложений нижнего мела в пределах горной территории Таймырского полуострова значительно меньшая, чем в зоне северной окраины Таймырской низменности. В районе мыса Сибирского и на прилегающей к нему площади, протягивающейся вдоль южной окраины гор Бырранга, мощность нижнемеловых угленосных отложений достигает 200 м, на северном побережье Таймырского озера она не более 70—100 м, на участке нижнего течения р. Верхней Таймыры до 50 м, в верховье р. Боотанкага (левого притока нижнего течения р. Верхней Таймыры) около 60 м, в низовье р. Шренка 30—40 м, в верховье р. Фадью-Куда и бассейне р. Мамонта 30—40 м, в устье р. Вездеходной на Восточном Таймыре 25 м и в районе залива Гафнер-Фиорд 60—80 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые отложения на территории Таймырской складчатой области впервые установлены Ю. Е. Погребицким в 1954 г. в районе устья р. Убойной и на побережье Пясинского залива в 6 км восточнее устья р. Заледеевой. В указанных районах они образуют скопления мелких плиток бурых песчанистых известняков, выступающих из-под покрова рыхлых четвертичных отложений. Известняки содержат остатки *Lopatinia jenisseae* Seb m. и *Alaria* cf. *potnikovi* Seb m. По заключению Н. И. Шульгиной, эта фауна указывает на возраст пород от верхнего турона до сантона.

ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Хатангской впадины меловые отложения распространены повсеместно. Преимущественным развитием пользуются верхнемеловые отложения и лишь в окраинных частях впадины и на сводах структур они выклиниваются и под четвертичными образованиями залегает непосредственно нижний мел. Верхнемеловые отложения отсутствуют и в восточной части Хатангской впадины.

Выделяются все ярусы меловой системы, начиная с валанжина и кончая маастрихтом. Мощность меловых отложений достигает 1500 м, в зоне же наибольшего прогибания Хатангской впадины она пока не изучена.

Нижние горизонты нижнего мела (валанжин—готерив) представлены морскими терригенными осадками, кверху постепенно переходящими в прибрежно-лагунные. Прибрежно-лагунные и отчасти континентальные угленосные фации характеризуют более высокие горизонты мела — от баррема, а местами и от готерива до сеномана включительно. Эти фации сохраняются далее и до сантона. В верхнем сантоне снова появляются морские осадки. В кампан-маастрихте устанавливается переход к прибрежно-лагунным фациям.

Нижнемеловые морские и угленосные отложения в пределах Хатангской впадины были обнаружены в 1893 г. Э. В. Толлем (1895) и затем в 1905 г. И. П. Толмачевым (1913). В районе Таймырского озера меловые угленосные отложения отметил в 1928 г. А. И. Толмачев (1930).

Начавшееся с 1933 г. изучение Нордвикского района доставило богатый материал по стратиграфии меловых отложений. Исследования охватили также бассейны рек Хеты, Хатанги, Попигая, левобережье р. Анабара и берега Хатангского залива. Особенно большое значение имели работы Т. М. Емельянцева (1939а, 1939б), Г. Э. Фришфельда (1938), А. И. Берзина (1939). После Великой Отечественной войны были проведены геологические съемки на территории развития меловых отложений. Следует отметить работы М. С. Шлейфера и Л. Т. Семененко по р. Попигаю, Т. М. Емельянцева по району Тигяно-Анабарской антиклинали, П. Д. Литвинова и П. С. Пука (1952 г.) по району бухты Сындаско, И. Е. Ширяева по районам оз. Киенг-Кюель и р. Подкаменной, М. С. Шлейфера по о-ву Бегичева.

Верхнемеловые отложения бассейна р. Хеты были изучены Р. Ф. Гуголем и В. П. Петелиным (1948). Богатый материал по меловым отложениям дали скважины, пробуренные в районе с. Хатанги и р. Котуя (Гантман, 1953 г.). В 1955 г. бассейн р. Хеты, реки Котуй и Ха-

танга были исследованы В. Н. Саксом, З. З. Ронкиной и Н. И. Шульгиной. Ими был составлен разрез меловых отложений этого участка.

Обобщающие работы по стратиграфии меловых отложений Анабаро-Хатангского междуречья принадлежат М. К. Калинко (1954) и Т. М. Емельянцеву (1955).

В западной части Хатангской впадины выходы меловых пород были отмечены Ф. Г. Марковым (1951), В. А. Вакаром и др. (1952), В. Д. Дибнером (1952) и др.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В основании нижнего мела Хатангской впадины залегают валанжинские глины и алевролиты с подчиненными прослоями песков и известковистых песчаников. Мощность этой толщи валанжина 100—200 м.

Отложения заключают богатую фауну и микрофауну. По фауне выделяются: нижний подъярус валанжина, внизу с *Paracraspedites spaskensis* Nik., *P. kazakovianus* Bog., *Subcraspedites*, выше с *Tollia tollmatschevi* Pavl., *T. aff. tzikwiniana* Bog., средний подъярус валанжина, внизу с *Temnoptychites syzranicus* Pavl., выше с *Enryptychites aff. gravesiformis* Pavl., *Polyptychites michalskii* Bod. и верхний подъярус с *Polyptychites polyptychus* Keys., *P. tscherskii* Pavl., *P. ramulicosta* Pavl., *Asticriptychites astieriptychus* Bod., *Dichotomites bidichotomus* Leym. Из ауцелл преимущественно к нижней части валанжина относятся *Aucella fischeriana* Orb., *A. volgensis* Lah., *A. terelatuloides* Lah., преимущественно к верхней *A. sublaevis* Keys., *A. crassicollis* Keys. и др. По всему разрезу валанжина встречаются *Ostrea anabarensis* Bod., *Eumorphotis anabarensis* Petr., *Pecten (Camptonecten) cinctus* Sow.

Микрофауна в валанжине составляет единый комплекс, характеризующийся, по данным А. А. Герке (1953), обилием *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss, *Marginulina gracilissima* Reuss var. *corneolus* Vass., *Cristellaria münsteri* Roem.

На периферии впадины валанжин представлен преимущественно песчаными породами, причем в низах нижнего валанжина отмечаются обилие растительных остатков и наличие углистых пропластков, а в верхнем валанжине — преобладание прослоев алевролитов и глин. Последнее указывает на углубление и расширение бассейна к концу валанжинского века. Мощность валанжина здесь достигает 150 м. На реках Сабые, Котуе, Харабыле разрез валанжина начинается непосредственно со слоев верхней зоны нижнего валанжина (с *Tollia*) и даже среднего валанжина (с *Polyptychites*). Это говорит о наличии размывов и внутри валанжина.

У восточного окончания Хатангской впадины, на левобережье р. Анабара, глинисто-алевритовые разности характеризуют лишь нижний и средний валанжин. Верхний же валанжин сложен здесь песками с редкими прослоями алевритов и глин.

Перекрывающие валанжин отложения готерива пока могут быть выделены лишь условно. В основании готерива наблюдается переход к пескам, заключающим отдельные прослои глин и алевритов, тонкие пропластки угля и обильные растительные остатки. Фауна становится все более обедненной, сохраняются только ауцеллы (те же виды, что и в валанжине — *Aucella crassilollis* Keys., *A. sublaevis* Keys. и

ряд видов *Pleuromya*). Появляются формы, свойственные опресненным бассейнам (*Corbicula*, *Corbula*). Микрофауна сохраняет тоже валанджинский облик, но существенно обеднена. Из растительных остатков на р. Боярке (во вторичном залегании) собраны *Coniopteris nympharum* Нг., *Podozamites eichwaldi* Scha mp.

Мощность отложений готерива 100—270 м. Ввиду недостаточной определенности верхней границы эти показатели данных отложений могут быть неточными.

Над морскими нижнемеловыми отложениями лежит так называемая угленосная толща, представленная прибрежно-лагунными фациями и состоящая преимущественно из светло-серых и зеленовато-серых песков с подчиненными прослоями глин и алевроитов. На междуречье Анабара и Хатанги, на о-ве Бегичева и отчасти на северо-западном побережье Хатангского залива эта толща разделяется снизу вверх на свиты: тигянскую — песчаную (170—200 м), сангасалинскую (в большинстве работ сангасалинский горизонт) — угленосную (25—50 м), рассохинскую — песчаную (140—180 м), огневскую — угленосную (40—80 м), бегичевскую, или князевскую (по надежным данным, не более 70 м видимой мощности, хотя имеются указания на мощность ее до 250 м). В работах до 1954 г. огневская и князевская свиты принимались за горизонты и объединялись в харатумусскую свиту. В последней обобщающей работе М. К. Калинин и Т. М. Емельянцева (1955) в тигянскую свиту включен сангасалинский горизонт, в рассохинскую — огневский.

Проследить эти свиты на всей территории Хатангской впадины при современном состоянии знаний невозможно. Поэтому В. Н. Сакс и З. З. Ронкина (1957) предложили при расчленении угленосной толщи пока условно выделять свиты: тигянскую, сангасалинскую, рассохинскую, огневскую и бегичевскую. При этом в скважине в с. Хатанге над огневским и князевским горизонтами пройден еще один угленосный горизонт, венчающий разрез огневской свиты и, по-видимому, отсутствующий в районах, где угленосная толща в прошлом расчленялась на свиты.

Не вполне ясен характер перехода от нижнемеловых морских отложений к угленосной толще. По мнению большинства исследователей, этот переход осуществляется постепенно. Однако к востоку от р. Котуя угленосная толща подстилается непосредственно эффузивно-туфовой свитой нижнего триаса. На мысе Илья угленосная толща, по мнению В. И. Лаппо, налегает на разные горизонты морского нижнего мела. По-видимому, на сводах отдельных структур в основании угленосной толщи имели место размывы.

Тигянская свита, составляющая нижнюю часть угленосной толщи, имеет мощность от 75 м на р. Котуе до 200—250 м на севере Хатангской впадины. Сложена она светло-серыми и зеленовато-серыми песками с прослоями известковистых песчаников, глин, алевроитов, с линзами и пропластками угля. На п-ове Хара-Тумус в отложениях свиты найдены фораминиферы *Ammodiscus continentalis* Sha g. На о-ве Бегичева к этой же свите приурочены находки *Podozamites latifolius* Нг., *Nils-sonia* ex gr. *orientalis* Нг. (определения В. А. Вахрамеева). Судя по составу спор и пыльцы, свита в основном относится еще к неокому (баррему); возможно, присутствуют и низы апта.

Сангасалинская, рассохинская и огневская свиты имеют общую мощность до 355 м на р. Котуе, столько же в северной части впадины,

220—310 м в Нордвикском и Сындасском районах. Вероятно, полная мощность этих свит в центральных частях впадины доходит до 400—600 м. Слагают их такие же, как в тиганской свите, светло-серые и зеленовато-серые пески с редкими прослоями и линзами известковистых песчаников. Прослой глин, алевролитов и углистых сланцев приурочены в основном к угленосным горизонтам. Для огневской свиты на реках Сабыде, Котуе, Хатанге и на западном побережье Хатангского залива очень характерны линзы и прослой до 1—3,8 м мощностью углисто-кремнистых пород, представляющие скопления древесных стволов, цементированные кремнеземом. Отмечаются также прослой туфогенных пород.

В сангасалинской свите на р. Маймече встречены *Phoenicopsis angustifolia* Нг., *Ph. magnifolia* Ргун., *Ginkgo huttonii* Нг. (определения В. А. Вахрамеева). Огневская свита охарактеризована на р. Котуе, по определениям Н. Д. Васильевской, *Ginkgo* cf. *adiantoides* Шар., сходным с *G. pseudoadiantoides major*, *Sequoia* sp., *Sciadopitys* sp., *Pityopyllum longifolium* Натт. (верхи нижнего мела). Спорово-пыльцевые комплексы огневской свиты, по заключению Э. Н. Кара-Мурзы, имеют апт-альбский облик и лишь в верхней части свиты приобретают альбский тип с признаками перехода к сеноману. В целом три описанные свиты следует относить к апт-альбу.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

К самым верхам нижнего мела и к низам верхнего, т. е. к альб-сеноману, относится выделенная В. Н. Саксом и З. З. Ронжиной (1957) бегичевская свита. Эта свита развита вдоль р. Хатанги. Сложена она светло-серыми, иногда пестроцветными песками с прослоями и линзами железистых песчаников, с редкими прослоями и неправильными включениями глин, имеющая мощность до 200 м. Споры и пыльца в этих породах в основном уже верхнемеловые, содержится примесь пыльцы покрытосеменных. Встречающиеся в изобилии сидеритизированные обломки древесины представлены, по определениям А. В. Ярмоленко, *Podocarpoxylon gothani* Слор., *Podocarpoxylon* sp., *Cupressinoxylon* sp., *Coniferus* sp.

Стратиграфически выше лежит ледяная свита, вскрытая скважиной в низовьях р. Котуя и обнажающаяся на реках Хете, Меймече и особенно полно на р. Ледяной (Сакс и Ронжина, 1956). Свита сложена серо-бурыми глинами, тонкослонистыми алевролитами и песками с прослоями, караваями и конкрециями железистых песчаников и сидеритов, с пластами лигнита, с прослоями конгломератов мощностью до 5 м, содержащих гальку халцедона, кварца, известняков силура и очень редко траппов. Мощность свиты не менее 180 м. Она несогласно налегает на различные нижележащие горизонты мела, по-видимому, до валанжина включительно. Остатки флоры, найденные в нижних горизонтах ледяной свиты, по определению Н. Д. Васильевской, имеют сеноман-туронский облик (*Ginkgo* cf. *digitata* Нг., *Anomozamites* sp., двудольные). Верхние горизонты свиты охарактеризованы турон-сантонской флорой: *Timion gracilimum* Нолл., *Quercus?* sp., *Menispermities* sp., *Credneria* cf. *inordinata* Нолл., *Dalberdites* cf. *sewardiana* Шар., *Cissites comparabilis* Нолл.

Таким образом, возраст ледяной свиты находится в пределах от турона или сеномана до коньяка.

Выше согласно залегает относимая к коньяку — нижнему сантону *хетская свита*. Эта свита развита на реках Хете и Маймече. Представлена она светло-серыми мелкозернистыми песками и алевролитами с прослоями глин, а в нижних горизонтах с прослоями и линзами железистых песчаников и пластами лигнита. В больших количествах присутствуют включения янтаря. Мощность свиты не менее 90 м. В нижней части ее А. Н. Криштофовичем установлены *Trochodendroides arcticus* Нг., *Tr. aff. richardsonii* Кгусht., *Cephalotaxopsis heterophylla* Нолл., *Viburnum* sp., *Menispermities* sp., *Zizyphus* sp.

Над хетской свитой на реках Хете, Романихе и Маймече лежит 35-метровая пачка верхнесантонских серых глин, тонкослоистых глинисто-алевритовых пород и алевролитов с прослоями зеленовато-серых песков, с караваями и конкрециями сидеритизированных алевролитов. В этих породах имеются остатки фауны *Inoceramus patootensis* Лог., *I. pinniformis* Will., *I. cf. lingua* Goldf. и флоры *Sequoia rigida* Нг., *S. obovata* Кноулт., *Credneria cf. inordinata* Нг., *Quereuxia angulata* Кгусht., *aff. Pseudoprotophyllum dentatut* Нолл. Выше располагаются такие же глины и алевролиты с конкрециями сидерита, мощностью около 25 м, но лишенные органических остатков. Возможно, эти слои являются уже кампанскими.

Разрез верхнего мела на р. Хете венчается пачкой светло-серых мелкозернистых песков с прослоями глин, алевролитов и железистых песчаников, видимой мощностью до 30 м. По обилию пыльцы протейных в спорово-пыльцевом спектре рассматриваемая пачка песков отвечает маастрихту Усть-Енисейской впадины.

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ ВПАДИНА

В Усть-Енисейской впадине, как и в Хатангской, меловые отложения распространены повсеместно под четвертичным покровом. Мощность меловых пород здесь достигает 3000 м, причем на долю нижнего отдела приходится 2000 м, а на долю верхнего более 1000 м. Наряду с отложениями всех ярусов от валанжина до маастрихта включительно в юго-западной части Енисейской впадины, возможно, имеются осадки датского яруса. В верхнем мелу морскими фациями представлен не только сантон, но также турон и маастрихт. В самом конце меловой эпохи — в датском веке — появляются континентальные осадки. В остальном разрез Усть-Енисейской и Хатангской впадин сходен.

На восточном побережье Енисейского залива в районе сел. Чайки и Воронцова верхнемеловые отложения, принятые первоначально за юру или нижний мел, были обнаружены еще в 1866 г. А. И. Лопатиным и Ф. В. Шмидтом (1872). Только после исследований 1935—1937 гг. Н. Г. Акатова и Т. П. Кочеткова, И. П. Лугинца и У. М. Юдичева, Д. К. Александрова и Г. Е. Рябухина была установлена принадлежность этих пород к верхнему мелу (верхнему турону и коньяку). Этот их возраст был подтвержден и последующими исследованиями В. Н. Сакса (1951) и С. Л. Троицкого (1958).

Бурением в районе низовьев р. Малой Хеты и Усть-Енисейского порта под четвертичными отложениями вскрыта нижнемеловая угленосная толща (Рябухин, 1939а, Гедройц, 1939). В дальнейшем здесь под угленосной толщей был установлен морской нижний мел — валанжин, а на крыльях Мало-Хетской антиклинали — выше этой толщи — над-

угленосная свита и морской верхний мел. Наиболее полная схема стратиграфии меловых отложений этой антиклинали дана в работе В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной (1953).

В 1938 г. И. Е. Ширяевым были обнаружены выходы верхнего мела на р. Танаме (Сакс и Ширяев, 1945), в 1942 г. ряд выходов мела в бассейне р. Пясины установил В. Н. Сакс (1945); тогда же меловые угленосные отложения были вскрыты под четвертичными отложениями в скважинах в Дудинке и на ст. Коммунарка.

Геологическими съемками территории Усть-Енисейской впадины последних лет были установлены выходы меловой угленосной толщи и морского верхнего мела на Енисее и его притоках (Сакс, 1947; Соколов, 1950, 1952), в бассейне р. Пясины (Стрелков, 1950), на севере Гыданского полуострова. Были разбурены также новые площади развития меловых отложений в устье р. Яковлевой, на междуречье Большой и Малой Хеты, на Енисее у с. Лузина, к северу от с. Сопочной Карги.

Обобщающая работа по стратиграфии меловых отложений Усть-Енисейской впадины дана В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной, характеристика микрофауны приведена Н. В. Шаровской (1957), спорово-пыльцевых комплексов — Э. Н. Кара-Мурзой (1954), Н. М. Бондаренко (1957) и В. Д. Короткевич (1957), микрофауна описана В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной (1958).

Нижемеловые отложения на Мало-Хетской антиклинали ложатся с размывом на различные горизонты верхней и средней юры, причем устанавливается слабое угловое несогласие. Верхнеюрские породы перед отложением валанжина подверглись, как показали геохимические исследования, выветриванию в континентальных условиях.

Разрез меловых отложений начинается с валанжинского яруса. Нижний и средний подъярусы валанжина представлены глинами и алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, обладающими характерной светлой зеленовато-серой окраской на Мало-Хетской антиклинали и темно-серой окраской на р. Яковлевой. В основании этих пород на Мало-Хетской антиклинали лишь слабо выражен горизонт алевролитов и реже песчаников, конгломераты же, несмотря на существование явного перерыва в осадконакоплении, отсутствуют.

В районе Мало-Хетской антиклинали нижний валанжин охарактеризован *Subcraspedites* sp. ind., *Paracraspedites* cf. *spasskensis* Nik., *Aucella terebratuloides* L a h., средний валанжин *Temnoptychites* cf. *syzranicus* P a v l., *Polyptychites* sp. ind. Микрофауна представлена многочисленными *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss, *Rhabdammina arctica* D a m p r. et D a i n., *Globulina guttaeformis* Schl. и др. На р. Яковлевой в нижнем и среднем валанжине встречаются, кроме того, плохой сохранности аммониты, ауцеллы и фораминиферы.

В верхнем валанжине, имеющем мощность до 150 м на Мало-Хетской антиклинали и 310 м на р. Яковлевой, в общем наблюдается равномерное чередование глин, алевролитов и песчаников. На р. Яковлевой глинисто-алевритовые разности преобладают, но одновременно появляются мощные пачки песчаников, отсутствовавшие ниже по разрезу. На Мало-Хетской антиклинали фауна в верхнем валанжине отсутствует, микрофауна того же типа, что и в нижнем и среднем валанжине, сохраняется, но очень обедненная (в основном *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss.). На р. Яковлевой в верхнем валанжине

найлены *Polyptychites* cf. *stubendorffi* Schm., *Aucella* ex gr. *okensis-unshensis* Pavl., из фораминифер — *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* Reuss.

Над валанжином залегают предположительно относимые к готериву светло-серые пески с прослоями известковистых песчаников, алевроитов и глин, тонкими пропластками угля и фауной *Aucella* cf. *sublaevis* Keys., *Pleuromya* cf. *anabarensis* Bod., *Haplophragmiodes nonioninoides* Reuss, *H. niveus* Shag. Мощность этих пород на Мало-Хетской антиклинали до 200 м, на р. Яковлевой 330 м.

Над нижнемеловыми морскими отложениями залегают так называемая меловая угленосная толща, отчетливо разделяющаяся на три свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя — *малохетская свита* налегает на готерив и различные горизонты валанжина. Содержащиеся в ней спорово-пыльцевые комплексы и остатки листовой флоры (aff. *Sphenopteris kolymensis* Ргуп., *Podozamites* cf. *reinii* Geul.) дают основания относить ее к неокому (баррему). Мощность свиты на Мало-Хетской антиклинали от 220 м на своде до 315 м на крыльях, а в центре Усть-Енисейской впадины на р. Яковлевой 375 м. Сложена свита преимущественно мелкозернистыми светло-серыми песками с прослоями глин, алевроитов и углей. В основании свиты залегают слой конгломерата с галькой кварца, песчаников и траппов и гравелита. В верхних горизонтах свиты наблюдаются прослойки лиловых алевроитов, возможно указывающие на переход к пестроцветным отложениям, свойственным баррему южной и восточной частей Западно-Сибирской низменности.

Средняя — *яковлевская свита* состоит в основном из сероцветных глинисто-алевритовых пород с прослоями песков и тремя угленосными горизонтами. Мощность свиты от 270 м на Мало-Хетской антиклинали до 490 м на р. Яковлевой. Отложения яковлевской свиты вскрыты также скважинами в Дудинке и с. Лузине. На поверхности они установлены к северу от устья р. Яковлевой, у зимовья Пустого (в виде ледниковых отторженцев), а также в бассейне р. Дудыпты и на сопке Чагдай.

В районах р. Яковлевой и с. Сопочной Карги яковлевская свита разделяется на две подсвиты, из которых нижняя мощностью 320 м заключает два наиболее мощных угленосных горизонта, а верхняя мощностью 170—205 м содержит угли только в районе с. Сопочной Карги.

Возраст яковлевской свиты по спорам и пыльце и остаткам листовой флоры (*Sphenopteris* cf. *setacea* Ргуп., *Sph.* cf. *goepperti* Dunk.) определяется как апт—альб. В нижней части свиты на Мало-Хетской антиклинали найден горизонт с *Inoceramus* (?) sp. indet и фораминиферами (*Milliammina rasilis* Bul., *Verneuilina praeasanoviensis* Bul. и др.), свойственными микрофаунистическому горизонту с *Ammobaculites agglutinans* Ogb., который в Западной Сибири приурочен к нижней части альба.

Верхняя — *долганская свита* угленосной толщи мощностью около 310 м на Мало-Хетской антиклинали и 575 м на р. Яковлевой сложена светло-серыми мелкозернистыми песками с прослоями характерных зеленоцветных песчаников, содержащих шамотит и глауконит, с редкими прослоями глин, алевроитов, тонкими углистыми пропластками, с включениями янтаря. Содержащиеся в отложениях свиты спорово-пыльцевые комплексы позволяют датировать нижние горизонты свиты

верхами нижнего мела (альб), а верхние, тесно связанные по составу спор и пыльцы с вышележащим туроном, относить к низам верхнего мела (сеноман).

Отложения долганской свиты пользуются широким распространением под четвертичным покровом в окраинных частях Усть-Енисейской впадины, дают ряд выходов на поверхность в бассейне р. Пясины на реках Агапе, Моховой, Иконе, на берегах Енисейского залива, на Дорофеевском полуострове, вскрыты скважинами в с. Лузине, в Дудинке, на ст. Коммунарка, севернее с. Сопочной Карги.

Отложения альб-сеномана согласно перекрываются толщей морского верхнего мела. В основании этой толщи лежат серые глины, местами переходящие в зеленоцветные алевролиты мощностью до 90 м. Эти глины вскрыты бурением в районах Мало-Хетской антиклинали и р. Яковлевой и обнажаются в бассейне р. Пясины на р. Пуре. В их обнажениях в глинах найдена нижнетуронская фауна (*Inoceramus* cf. *labiatus* Schl.). В скважинах в верхних горизонтах появляется уже верхнетуронская фауна (*Inoceramus interruptus* Schm., *Placenticerias* cf. *planum* Hyatt). Из микрофауны здесь присутствуют *Clavulina prodigiosa* Bul., *Haplophragmiodes sibiricus* Zasp., *H. piktus* Shar., *Gaudryina* ex gr. *filliformis* Berth., соответствующие микрофаунистическому горизонту с *Gaudryina filiformis* Berth. в Западной Сибири.

Верху глины сменяются зеленоцветными алевролитами с подчиненными прослоями глин, песков и песчаников, с фауной верхнего турона — коньяка (*Inoceramus interruptus* Schm., *I. lamarcki* Park., *I. subalatus* Bod., *I. pseudocancellatus* Bod., *Borissiakoceras* aff. *mirabile* Arkh.), в верхней части разреза — с фауной коньяка (*Inoceramus russiensis* Nik., *I. subinvolutus* Bod., *I. sachsi* Bod., *I. troitskii* Bod., *I. septentrionalis* Bod. и др.). Микрофауна встречается редко, представлена она *Flabellina pinnata* Shar.; в верхних горизонтах появляется комплекс микрофауны со *Spiroplectamine* ex gr. *kelleri* Dain., *Marginulina* aff. *compressa* Orb., *Globulina gibba* Orb.

Мощность этих отложений в районе р. Яковлевой 300 м, в районе р. Чайки в обнажениях, по данным С. Л. Троицкого, 210 м, на Мало-Хетской антиклинали около 150 м. На поверхности отложения верхнего турона — коньяка обнаружены также в бассейне р. Пясины на р. Джангоде, на берегу Енисейского залива у с. Воронцова, к западу от залива на р. Монгоче.

Верхний турон — коньяк в скважинах в районе р. Яковлевой перекрывается внешне очень сходными алевролитами с подчиненными прослоями глин и песчаников, с нижнесантонскими *Inoceramus pachti* Arkh., *I.* ex gr. *cardissoides* Goldf. и с комплексом микрофауны (*Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* Dain., *Marginulina reussi* Neud., *Cristellaria divina* Shar.). Эти породы обнаружены также в основании разреза скважин на междуречье Большой и Малой Хеты. Мощность их до 120 м.

Над нижним сантоном лежат серые глины, чередующиеся с пачками зеленоцветных алевролитов, с верхнесантонскими *Inoceramus patoensis* Log., *I.* aff. *stcenstrypi* Log., *I. lingua* Goldf., *Oxytoma tenuicostata* Roem., *Baculites ovatus* Say. Микрофауна представлена теми же видами, что и в нижнем сантоне. Эти отложения верхнего сантона пройдены скважинами в районах р. Яковлевой и междуречья Большой и Малой Хеты и хорошо обнажены в обрывах урочища Сигирте-Надо на р. Танаме. Мощность верхнего сантона около 90 м.

Выше по разрезу глины, чередующиеся с зеленоцветными алевритами, становятся опоковидными, в них появляются диатомовые водоросли (*Stephanopyxis schulzii* Stein., *S. schulzii* var. *cretaceae* Iouise, *Pyxilla cretaceae* Iouise и др.). Фауна верхнего сантона исчезает. Микрофауна в общем сохраняет сантонский характер, но в нижней пачке глин есть прослой со своеобразной микрофауной, состоящей из *Clavulina prodigiosa* Bul., *Haplophragmoides* cf. *pictus* Shag. Возраст этой части разреза может определяться по аналогии с Западно-Сибирской низменностью в восточным склоном Урала предположительно как кампан. Мощность данных отложений до 170 м.

Разрез морского верхнего мела заканчивается маастрихтскими светло-серыми песками с караваями и прослоями железистых песчаников, в нижних горизонтах с прослоями глин и алевритов. Породы содержат *Baculites anceps* Lam., var. *leopoliensis* Now., *Tancredia americana* Meek, остатки листьев и семян *Trochodendroides* sp. Присутствуют отложения маастрихта только на левобережье Енисея, в обнажениях р. Большой Лайде и в скважинах на междуречье Большой и Малой Хеты. Мощность маастрихтских песков до 80 м.

К датскому ярусу — палеоцену, а возможно, и целиком к палеоцену, относятся, судя по составу спор и пыльцы, континентальные пестроцветные пески, найденные на правобережье Енисея. Датский возраст приписывается также сымской свите, представленной преимущественно каолинизированными песками и развитой вдоль южного борта Усть-Енисейской впадины.

На южном склоне Усть-Енисейской впадины отложения сымской свиты — светло-серые каолинизированные пески с линзами и прослоями серых глин, с семенной флорой датского яруса — пройдены на 70 м скважиной в с. Янов Стан на р. Турухане.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ¹

Меловые отложения, как и юрские, в приенисейской части Западно-Сибирской низменности распространены очень широко. Они занимают обширные площади к северу от площадей развития юрских пород, обнажаясь главным образом в долинах крупных левых притоков Енисея — Кеми, Каса, Сыма, Дубчеса и Елогуя — и на водораздельных пространствах. Мощность мела на севере района 2000 м.

В северной части Западно-Сибирской низменности меловые отложения погружены на значительную глубину и перекрываются мощной толщей четвертичных пород.

В восточной части низменности — в районе сел Казачинского и Абалакова, а также в бассейнах рек Каса, Сыма, Елогуя и Турухана меловые отложения вскрыты бурением на глубинах от несколько до многих десятков и сотен метров. Отмечается постепенное погружение и возрастание мощности меловых отложений в западном направлении. Наибольшей мощности они достигают в разрезе Туруханской опорной скважины, пробуренной на р. Турухане у с. Янов-Стан.

Вблизи складчатого обрамления низменности меловые отложения залегают на неровной размытой поверхности юрских или более древ-

¹ По данным глубокого бурения.

них отложений. В направлении к центральным районам низменности стратиграфическое несогласие постепенно сглаживается и исчезает. Например, в разрезах Елогуйской и Туруханской опорных скважин границу между верхней юрой и валанжином из-за однообразия слагающих их глинистых пород провести невозможно.

Фациальный состав меловых отложений весьма изменчив. На крайнем юге территории в разрезе нижнего мела широко представлены пестро- и красноцветные фации опресненных лагун и осадки, являющиеся продуктами переотложения кор выветривания. К западу и северу эти отложения постепенно переходят в континентальные угленосные или прибрежно-морские и морские толщи (р. Турухан). Верхнемеловые отложения на юге территории характеризуются развитием континентальных фаций — слабоугленосных песчано-галечниковых и глинисто-алевритовых отложений. На севере они также содержат прибрежно-морские и морские известково-глинистые или глауконито-песчаные образования.

В приенисейской части Западно-Сибирской низменности наблюдается непрерывный разрез меловых отложений от валанжина до датского яруса включительно. Однако ярусы выделяются не везде. В частности, иногда не удается расчленить неоком, гольт или сенон. Наличие этих отложений в разрезе доказывается присутствием главным образом спорово-пыльцевых комплексов и реже фораминифер, остракод и моллюсков.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Неоком. Нерасчлененные отложения неокома в естественных выходах установлены на юге территории — в Чулымской синеклизе, где они полностью соответствуют илекской свите и вскрыты бурением в бассейне р. Каса. Эта свита слагается часто чередующимися в разрезе мелкозернистыми полимиктовыми песками и песчаниками зеленовато-серого цвета, алевролитами, мергелистыми глинами и аргиллитами, пестро окрашенными в серые, зеленовато-голубые, коричневые и сургучно-красные цвета. Существенной особенностью разреза свиты является его неравномерная известковистость, отчетливая горизонтальная или линзовидная слоистость, обусловленная четким чередованием красно- и сероцветных пород, и почти полное отсутствие палеонтологических остатков.

Возраст илекской свиты определяется на основании чрезвычайно редких находок фауны, сравнительно бедного спорово-пыльцевого комплекса и положением ее в разрезе, а также по сопоставлению состава отложений с аналогичными, несколько лучше изученными образованиями соседних районов Западно-Сибирской низменности.

В красноцветных глинах в верхней части свиты, у г. Боготола установлена фауна остракод, среди которой М. И. Мандельштамом определены *Cypridea consulta* M a n d., *Darvinula barabinskensis* M a n d., характерные для баррема.

Из нижней части свиты того же района Г. Г. Мартинсоном определены *Micromelania conica* M a r t., *M. sibirica* M a r t., *Ziortax* cf. *Römeri* D u n k., *Valveta* sp., *Unio* cf. *porrectus* D u n k., *Cyrena* sp. и др., являющиеся пресноводными формами валанжина (?).

Спорово-пыльцевой спектр илекской свиты, по данным К. В. Боголепова, отличается преобладанием спор папоротниковых (75%) над пылью голосеменных (25%). В его составе содержатся *Polypodiaceae*

типа *Nephrolepis cretacea* (3,5%), Dicksoniaceae (5%), *Gleichenia* (2—4%), *Salvinia* sp. — единично, *Sphagnales* (5,5%), *Coniopteris* (4,5%), *Leiotriletes* тип *Equisetales* (5%), *Leiotriletes* тип *Rotundus* (3,5%), *Cheiropleuria* (2%), *Filicales* (4%), неопределенные споры (3,5%); *Bennettitales* — единично, *Cycadales* (2,5%), *Ginkgo typica* Volch. — единично, *Ginkgo praeacuta* Volch., *Palaeoconiferae* (6,5%), *Pseudopicea variabilis* — единично, *Taxodiaceae* — единично, *Coniferae* — единично, *Cupressaceae* (3%) и некоторые другие.

Общий характер комплекса дает возможность отнести его к вельду.

Полный разрез илекской свиты вскрывается в пос. Александровский Шлюз Касской опорной скважиной, где эти отложения залегают в интервале глубин 1156—700 м и имеют мощность 456 м. Литологически они представлены главным образом красно- и пестроцветными алевролитами с прослоями глин, аргиллитов и голубовато-серых песчаников (рис. 47).

Красноцветные отложения нижнего мела, условно отнесенные к неокому, вскрыты скважинами в устье р. Елогуя, причем здесь ими сложена только самая нижняя часть разреза; верхняя часть разреза слагается сероцветными породами — глинами и алевролитами с прослоями песчаников.

К западу от устья р. Елогуя красноцветные породы в отложениях неокома отсутствуют. В разрезе Елогуйской опорной скважины на глубинах 1160—582 м вскрыта толща сероцветных пород неокома, в основании которой установлены отложения морского валанжина (1150—1060 м). Эти отложения представлены в нижней части разреза алевроли-

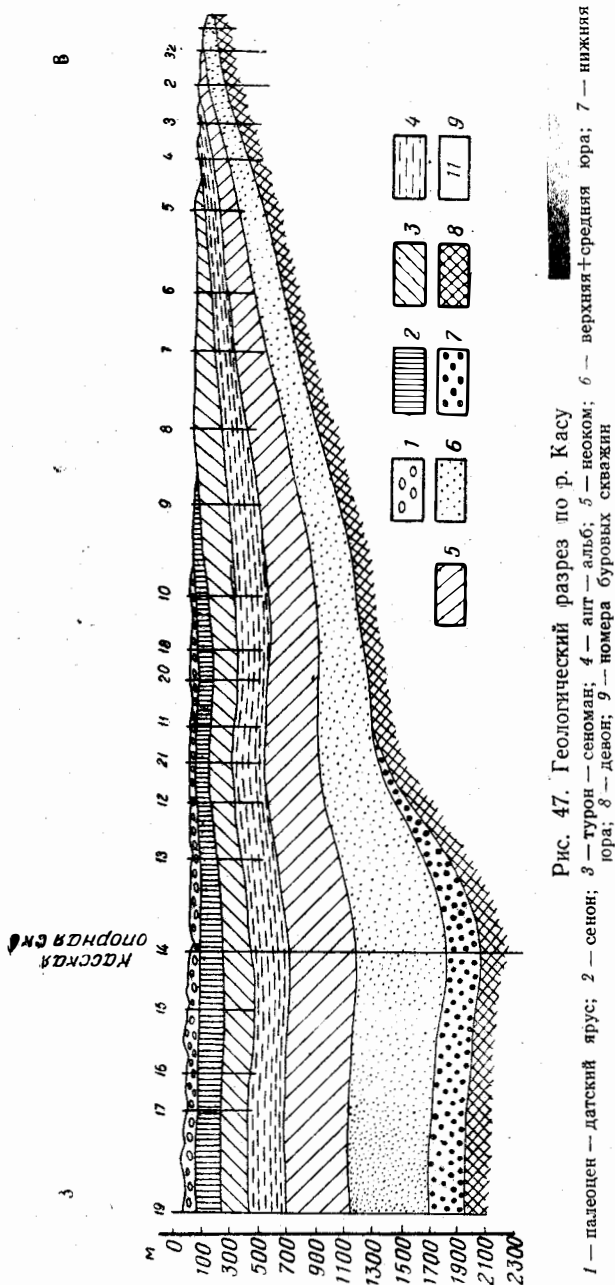


Рис. 47. Геологический разрез по р. Касу

1 — палеоцен — датский ярус; 2 — сенон; 3 — турон — сеноман; 4 — апт — альб; 5 — неоком; 6 — верхняя + средняя юра; 7 — нижняя юра; 8 — девон; 9 — номера буровых скважин

тами с прослоями песчаников и глинами, неотделимыми от нижележащих глинистых пород верхней юры, а в верхней части — известковистыми песчаными породами с прослоями алевролитов.

Валанжинский возраст этих отложений устанавливается на основании определения микрофауны и спорово-пыльцевого комплекса.

В разрезе Елогуйской опорной скважины В. Ф. Козыревой выявлен комплекс фораминифер с *Globulina lacrima* Reuss, являющейся руководящей формой для валанжина Западной Сибири и других районов Советского Союза.

Помимо фораминифер, в интервале глубин 1127 — 1060 м встречен комплекс остракод, в составе которого Т. А. Казьминой определены следующие, характерные для низов нижнего мела формы: *Palaeocytheridea* cf. *observata* Shagar., *Mandelstamia* sp., *Palaeocytheridea glabra* Mand.

Отложения готерив-баррема мощностью 478 м вскрыты Елогуйской опорной скважиной в интервале глубин 1060—582 м. В разрезе Туруханской скважины они залегают на глубинах 1932—1360 м и имеют мощность 572 м (рис. 48).

В обоих разрезах эти отложения слагаются сероцветными породами континентального облика — часто чередующимися с песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими тонкими прослоями углистых аргиллитов и углей. Песчаники — обычно серые и зеленовато-серые, тонкослоистые, с обуглившимся растительным детритом на плоскостях наложения, крепко сцементированы кремнисто-глинистым или глинисто-известковым цементом, содержат конкреции и гнездообразные включения пирита; иногда сидеритизированы.

Кластический материал, слагающий эти породы, сравнительно хорошо отсортирован, полуокатан. В его составе содержатся кварц (60—70%), полевые шпаты (20%) — ортоклаз и плагиоклазы, слюды — биотит и мусковит, обломки кремнистых пород. В разрезе Туруханской скважины некоторые прослой песчаников и алевролитов содержат мелкий гравий и гальки кварца (до 3 см диаметром).

Глинистые породы главным образом гидрослюдистые, реже бейделлит-гидрослюдистые, обычно с примесью алевритового материала.

Готерив-барремский возраст свиты устанавливается на основании содержащегося в ней спорово-пыльцевого комплекса. В составе его преобладают споры папоротникообразных, среди которых много *Leiotriletes* (*Coniopteris*), *Schiraeaceae*, *Syatheaceae*, *Mohria*, *Lygodium* и в меньшем количестве споры *Selaginella*.

Из пыльцевых зерен наиболее распространены *Pinaceae*, *Pinus*, подрод *Haploxylo* и *Picea*, реже содержатся *Podocarpaceae*, *Taxodiaceae*. Пыльца *Bennettitales*, *Cycadales* и *Ginkgoales* встречается часто, но в резко подчиненных количествах. В единичных зернах присутствуют также *Brachyphyllum*, *Cedrus* и некоторые другие.

Сероцветные отложения готерив-баррема, вскрытые Елогуйской и Туруханской скважинами, могут быть сопоставлены с отложениями вартовской свиты готерив-барремского возраста, установленной в пределах Западно-Сибирской низменности (Ларьякской и Покурской опорными скважинами).

Апт — альб (гольт). Красноцветные и пестроцветные отложения апт — альба широко распространены в самой южной части территории — в районах, расположенных близко к складчатому обрамлению

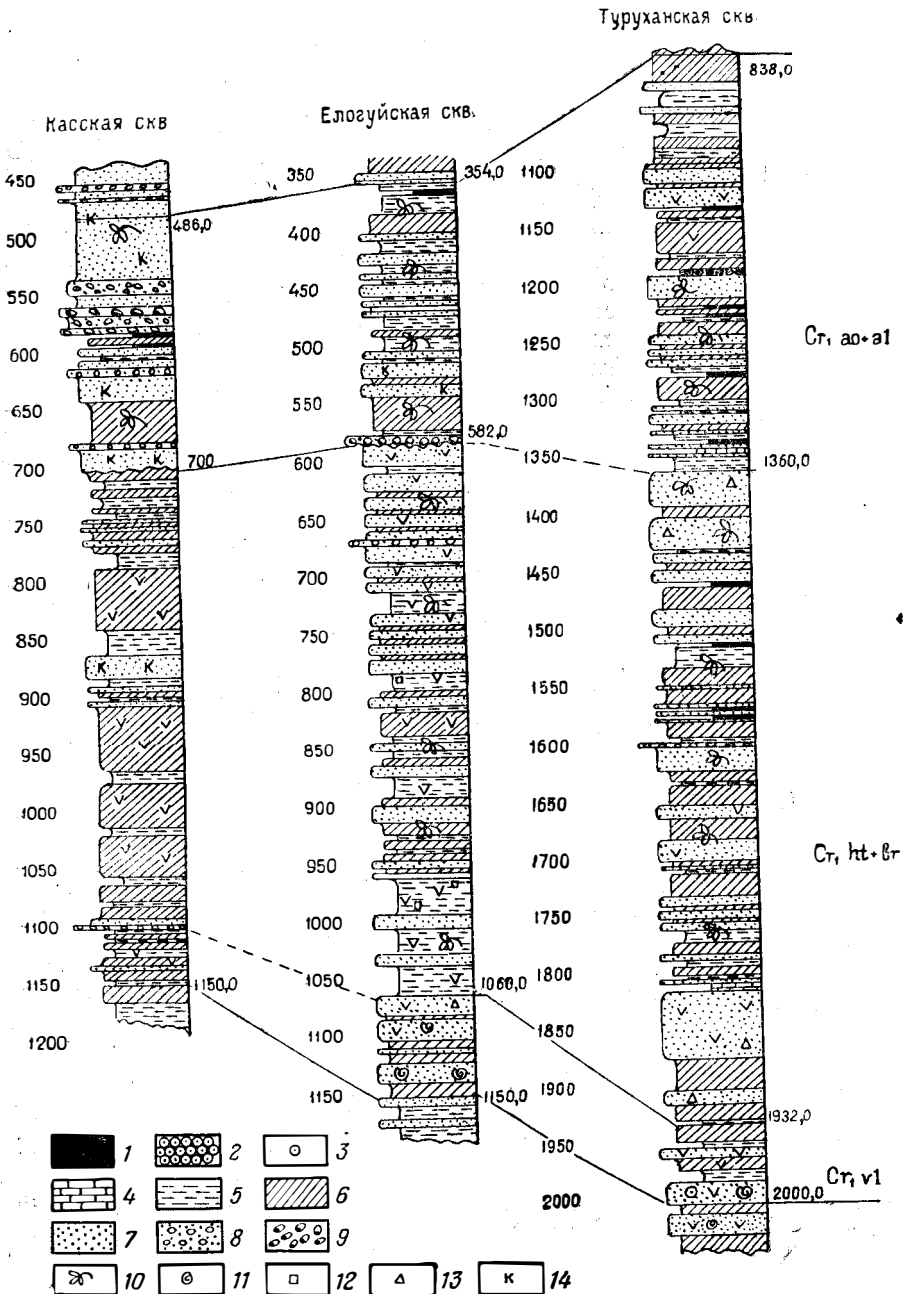


Рис. 48. Корреляция разрезов меловых отложений (С₁), вскрытых глубокими буровыми скважинами в приенсейской части Западно-Сибирской низменности
 1 — угли; 2 — бокситы; 3 — бокситоносные породы; 4 — известняки; 5 — глины и аргиллиты; 6 — алевролиты; 7 — пески и песчаники; 8 — гравий и гравелиты; 9 — галечники и конгломераты; 10 — растительные остатки; 11 — остатки фауны; 12 — включения пирита; 13 — глауконит; 14 — примесь каолина в цементе

низменности. Они известны под названием кийской свиты. Аналогичные им образования, обнажающиеся в низовьях рек Хахалевки и Подкаменной Тунгуски, описаны И. В. Лебедевым и С. Б. Шацким под наименованием хахалевской свиты.

Эта свита сложена чередующимися красными, оранжевыми, желтыми, серыми и белыми глинами, светло-серыми, почти белыми песчаниками и алевролитами с глинисто-каолиновым цементом и линзовидными прослоями галечника, с гальками основных эффузивов, кварца, кремня и силицилита.

В песках и слабо сцементированных песчаниках, залегающих между прослоями пестроцветных глин, в нижней части разреза Г. А. Балугеой обнаружен комплекс ископаемых семян и плодов *Aza albida* Nik., *A. longidentata* Nik., *A. fulva* Nik., *Pagistoma perspergota* Nik., *Pilularia* cf. *schamotica* Nik., *Selaginella barbatus* Nik., *Selaginellites nitidus* Nik., *Coniferales*, *Carpolithus*.

Из верхних частей разреза, где содержатся прослойки песков с включениями янтаря, Г. А. Балугеой также определены ископаемые остатки растений, среди которых наиболее часто встречаются *Sequoia* sp., *Sequoispermum polymorphum* Nik., *Tegmenites thalientroides* Nik., *Trabeculites subglobosus* Nik., *Cocconites* sp., *Cuticulites* sp., *Ovulites* sp., *Tetuculites* sp., *Succonites* sp.

Возраст хахалевской свиты, по мнению Г. А. Балугеой, вероятнее всего, соответствует альбу.

Отложения апт — альба, вскрытые скважинами в бассейнах рек Каса, Елогуйа и Турухана, представлены иными фациями и не могут быть полностью отождествлены ни с кийской, ни с хахалевской свитами. В разрезе Касской опорной скважины эти отложения залегают на глубинах от 700 до 486 м. Мощность их до 214 м. Елогуйской опорной скважины эти отложения мощностью 228 м вскрыты в интервале глубин 582—354 м. Здесь они представлены сероцветными угленосными образованиями преимущественно континентального происхождения, чередующимися с серыми и темно-серыми глинами, алевролитами и песчаниками с преобладанием последних. В средней части разреза и в его основании содержатся прослойки средне- и мелкогалечных конгломератов. Пласты углей редки и маломощны. В самых восточных разрезах иногда встречаются пестроокрашенные глины.

Для всей толщи апт — альба характерно наличие значительной примеси каолина, прослоев светло-серых, почти белых каолиновых глин и большого количества обуглившегося растительного материала — стеблей и обрывков листьев; обломков фюзенизированной и лигнитизированной древесины, корневых систем растений и мелкого детрита.

В основании разреза наблюдаются признаки перерыва в осадкообразовании. Чаще всего здесь присутствует тонкий базальный слой гравийно-галечного материала, который залегают на несколько выветрелой поверхности нижележащих отложений — неокома, юры или палеозоя.

В совершенно иных прибрежно-морских и морских фациях обнаружены отложения апт — альба в бассейне р. Турухана, где они также вскрываются рядом скважин (рис. 49). Наибольшая мощность этих отложений (522 м) установлена в интервале глубин 1360—838 м.

Толща апт — альбских отложений бассейна р. Турухана представлена прибрежно-морскими и морскими отложениями. В основании разреза залегают пачка песчаников до нескольких десятков метров мощ-

ностью. Выше чередуются песчаники, алевролиты и глины. Изредка встречаются пропластки бурого угля.

Апт-альбский возраст данных отложений устанавливается на основании содержащегося в них спорово-пыльцевого комплекса. Состав комплекса отличается заметным увеличением, по сравнению с неокомом, спор папоротниковых и большим содержанием пыльцы голосеменных растений. Среди папоротников наиболее распространены споры *Gleichenia*, *Selaginella*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium* и *Leiotriletes*. Из пыльцы голосеменных преобладают *Cupressaceae*, *Pinaceae*, *Palsopicea*, *Protoconiferae*, реже встречаются *Cedrus* и *Pinua* подрод *Haploxyylon*. В небольшом количестве и единичными зернами присутствует пыльца покрытосеменных — *Betulaceae*, *Myrtipites*, *Castanea*, *Protoquercus*, *Platanus*. В комплексе совершенно отсутствуют *Podozamites* и представители семейств *Lygodium*, *Aneimia*, *Mohria*.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые отложения на юге территории представлены тремя свитами: симоновской — сеноман-туронского возраста, касской¹, соответствующей сенону, и сымской, относящейся к датскому ярусу (?) и, возможно, к низам палеогена.

Вскрытая скважинами к западу от выходов на поверхность отложений упомянутых свит толща верхнего мела может быть расчленена на сеноман — турон, сенон и датский ярус — палеоцен (?).

Сеноман—турон. К сеноман—турону (рис. 50) в бассейне р. Каса могут быть отнесены песчано-алевритовые породы с прослоями глин, галечников и маломощных бурых углей, залегающие без видимого несогласия на породах апт-альбского возраста (рис. 51). Мощность этих отложений в устье р. Каса не превышает не-

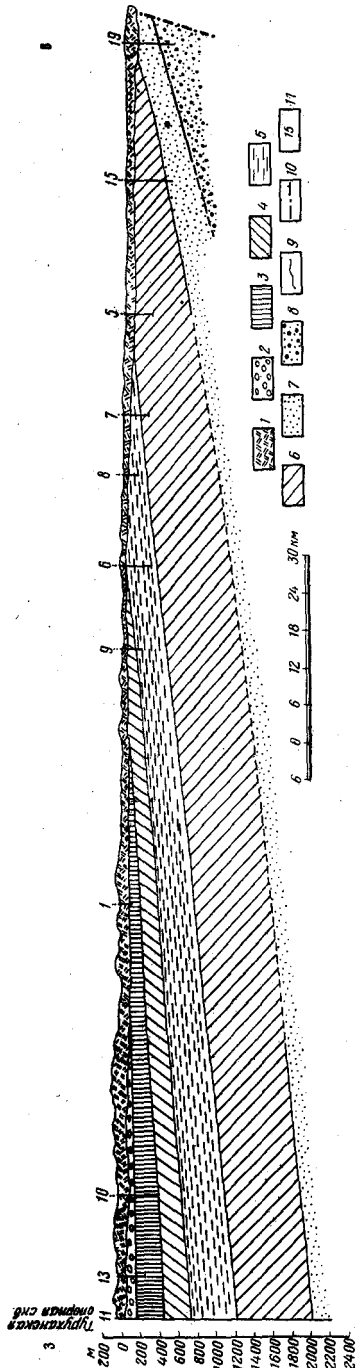


Рис. 49. Схематический геологический разрез по р. Турухану
1 — четвертичные отложения; 2 — палеоцен-датский ярус (?); 3 — сенон; 4 — турон — сеноман; 5 — альб; 6 — неоком; 7 — верхняя юра; 8 — средняя юра; 9 — сброс; 10 — сброс; 11 — номера буровых скважин

¹ В связи с тем, что в настоящее время установлена принадлежность стратотипа касской свиты к сеноман-турону, сенонские отложения правильней именовать болшекетской свитой.

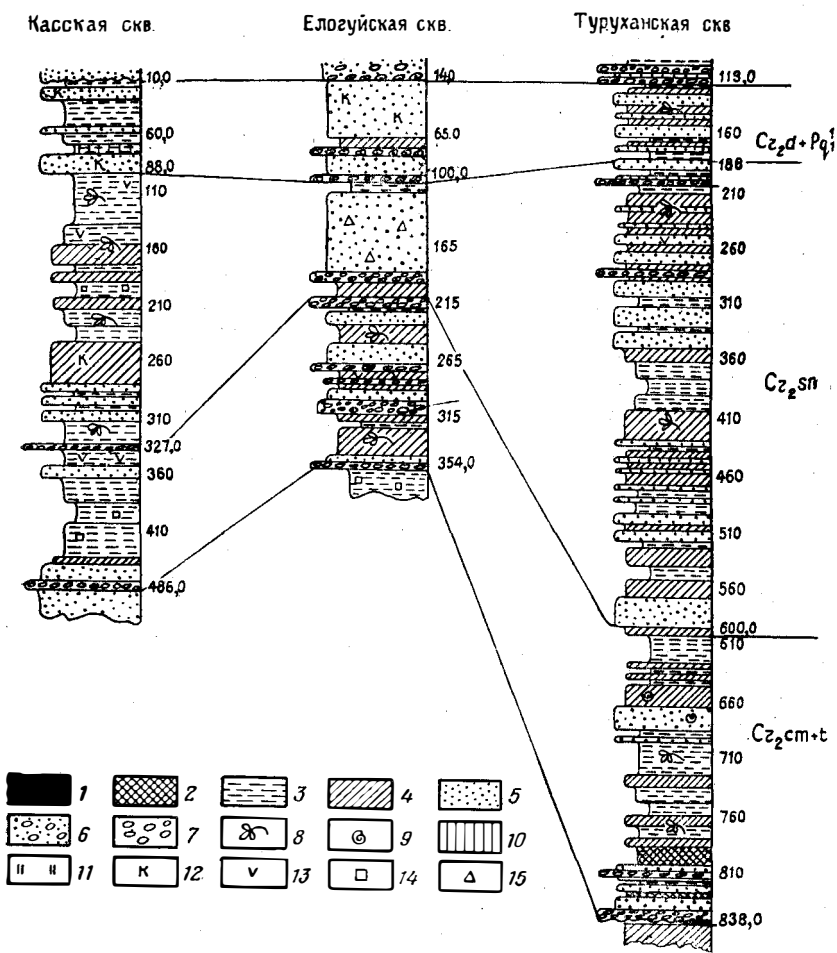


Рис. 50. Корреляция разрезов верхнемеловых отложений, вскрытых глубокими буровыми скважинами в приенсейской части Западно-Сибирской низменности

1 — угли; 2 — бокситы и бокситоносные породы; 3 — глины и аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — пески и песчаники; 6 — пески с галькой; 7 — гравелиты, галечники и конгломераты; 8 — растительные остатки; 9 — фауна пелеципод; 10 — красочетность; 11 — кремнистость; 12 — каолинизация; 13 — известковистость; 14 — включения пирита; 15 — глауконит

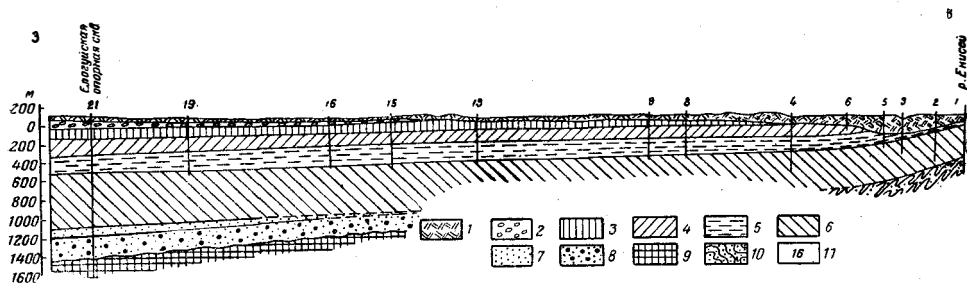


Рис. 51. Геологический разрез по р. Елогую

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоцен—датский ярус (?); 3 — сенон; 4 — сенонан—турон; 5 — апт—альб; 6 — неоком; 7 — верхняя юра; 8 — средняя юра; 9 — кембрий (?); 10 — синийский комплекс; 11 — номера буровых скважин

скольких десятков метров. К западу она быстро увеличивается и в разрезе Касской опорной скважины достигает 159 м. Здесь эти отложения залегают на глубинах 486—327 м и представлены главным образом глинистыми породами, с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. В нижней части разреза встречаются пропластки галечников, состоящие из хорошо окатанных галек кварца и кремня до 4—5 см диаметром. В бассейне р. Елогуя отложения сеноман-турона представлены аналогичным комплексом пород. При этом на долю песчаных и алевроитовых пород здесь приходится около 60—70%. Елогуйской опорной скважиной отложения сеноман-турона вскрываются в интервале глубин 354—215 м и имеют мощность 139 м.

Разрез сеноман-турона в бассейне р. Турухана представлен часто чередующимися алевролитами, песчаниками и глинами с прослоями глинистых известняков. В Туруханской опорной скважине эти отложения установлены в интервале глубин 838—600 м. Мощность их здесь максимальная (до 238 м).

Минералогический состав пород, слагающих сеноман-туронскую толщу в приенисейской части Западно-Сибирской низменности, характеризуется следующими закономерностями; на юге территории, где областью сноса являлись возвышенности Енисейского кряжа, основным породообразующим материалом были продукты его разрушения, о чем свидетельствует состав пород. Помимо кварца и полевого шпата, они сложены обломками порфиритов, гранит-порфиров, гранитов, кристаллических сланцев, кремнистых и яшмовидных пород, кварцитов и мраморизованных известняков.

В северной половине района состав кластического материала обуславливался иными источниками сноса, расположенными к северо-западу от бассейна р. Турухана. В этой части района в породах встречается мелкий гравий траппового — диабазового, микродиабазового и базальтового — состава. В бассейне р. Турухана зернистость пород несколько увеличивается и его сортировка ухудшается. Появляются отдельные прослои гравелитов и галечников.

Сеноман-туронский возраст охарактеризованных выше отложений устанавливается с помощью спорово-пыльцевого комплекса, состав которого характеризуется большим разнообразием и присутствием, наряду со спорами папоротниковых и пылью голосеменных растений, заметного количества пыльцы покрытосеменных.

Из папоротниковых (8—15%) обычны *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*, *Suatheaceae*, из пыльцевых зерен голосеменных (15—25%) *Pinaceae*, *Cedrus*, *Taxodiaceae*. Пыльца покрытосеменных (больше 20%) представлена *Salix*, *Betulaceae*, *Platanus*, *Quercus*, *Castanea*, *Ilex*.

В разрезе Касской опорной скважины, помимо вышеприведенных спорово-пыльцевых форм, также присутствуют споры, характерные для отложений сеноман-турона и среди них *Chomotriletes reduncus* Volch., *Ophioglossum senomanicum* Kov., *Stenozonotriletes exaperens* Kov., *Schizaea dorogensis* Kov.

Сенон. Отложения сенона в бассейне р. Каса известны под названием касской свиты, описанной И. В. Лебедевым (1938) по отдельным обнажениям. По данным скважин мощность этих отложений достигает на востоке района нескольких десятков, а на западе 120 м.

Отложения сенона без перерыва залегают на нижележащей толще сеноман-турона. Их нижняя граница проводится условно, на основании лишь постепенного изменения в породах спорово-пыльцевого комплекса.

Отложения представлены неравномерно чередующимися песчаниками, алевролитами, глинами и аргиллитами с преобладанием тех же или иных разновидностей пород в отдельных разрезах.

Песчаники чаще мелко- и среднезернистые характеризуются кварцевым или полевошпатово-кварцевым составом, светло-серым и серым цветом и неясной слоистостью. Алевролиты тоже светло-серые и серые и характеризуются ясно выраженной спутанной, косой или волнистой слоистостью, иногда обладают слабым зеленоватым оттенком. Для глин характерен гидрослюдистый и каолинитовый состав; некоторые прослои глин обладают тонкой плитчатой, почти листоватой отдельностью. Изредка встречаются прослои бурых углей и маломощные пласты галечников, конгломератов и гравелитов. Во всех породах в большом количестве содержатся растительные остатки — обуглившиеся стебли, корневые системы, мелкий детрит и редкие отпечатки листьев.

Касской опорной скважиной отложения сенона пройдены в интервале глубин 327—88 м. В бассейне р. Елогуя они вскрываются скважинами вдоль всей долины реки. Подошва их быстро погружается в западном направлении с 80 до 215 м. Мощность сенона в Елогуйской скважине 115 м.

В бассейне р. Каса отложения сенона представлены только континентальными фациями, а в бассейне р. Елогуя в них появляются морские слои. Возраст отложений устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам и на основании определений листовой флоры.

В составе этого комплекса споры папоротниковых *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*, *Cyatheaceae* и *Polypodiaceae* играют второстепенную роль; в небольших количествах присутствует также и пыльца голосеменных *Pinaceae*, *Abies*, *Pinua* подрод *Haploxyton*, *Picea* и *Cedrus*. Ведущее место занимает пыльца покрытосеменных *Salix*, *Betulaceae*, *Platanus*, *Quercus*, *Castanea*, *Ilex*, *Leguminosae*, иногда *Juglandaceae* и *Rhamnaceae*. Встречаются и некоторые другие *Angiospermae*, ближе неопределимые.

Отложения сенона в бассейне р. Турухана расчленяются на две пачки, из которых нижняя мощностью около 50 м слагается чередующимися зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями светло-серых, серых и темно-серых плотных, слегка кремнистых глин. Верхняя пачка сложена преимущественно морскими и прибрежно-морскими песчано-алевритовыми породами, содержащими примесь глауконита или лептохлорита. Из представителей фауны содержатся пеллециподы очень плохой сохранности. Породы окрашены в серый, темно-зеленый, иногда черный цвет и содержат прослои слабоизвестковистых глин светло-серого цвета и редко рассеянный мелкий растительный детрит.

В составе спорово-пыльцевого комплекса преобладает пыльца покрытосеменных *Pollenites*, *Betula infucata* Bolch., *Castanea vachrameeivi* Bolch., *C. microformis* Bolch., *Myrtipites triangulus* Bolch., *Eucalyptus dentifera* Bolch., *E. colorata* Bolch., *Paliurus* sp. *Salix* и единичные зерна некоторых других форм.

Среди спор папоротниковых встречены *Polypodiaceae*, *Gleichenia angulata* Bolch., *Schizaea dorogensis* (R. Rot.), *Lygodium subsimplex* Bolch., *Aneimia* aff. *exiliformis* (Mal.) Bolch. Пыльца голосеменных представлена семействами *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*, *Ginkgoaceae*, *Podocarpaceae*, *Araucariaceae*, *Picea*. Приведенный комплекс М. С. Гельфанд отнесен к сенону.

Датский ярус — палеоцен (?). К датскому ярусу — палеоцену (?) в приенисейской части Западно-Сибирской низменности относят залегающую на отложениях сенона толщу светло-серых, почти белых, преимущественно песчаных пород, содержащих очень большое количество каолинового материала в цементе. Эти отложения, впервые описанные по естественным выходам в бассейне р. Сыма (Казанский, Шацкий, 1951), получили название сымской свиты. Возраст свиты трактуется как датский ярус — палеоцен (?). В дальнейшем к этой свите стали относить почти все песчаные отложения, обнажающиеся к югу и северу от бассейна р. Сыма и характеризующиеся содержанием примеси каолина в цементе и сравнительно молодым верхнемеловым комплексом пылицы и спор.

Бурение в бассейне рек Каса, Сыма, Елогуя и Турухана показало, что к самым верхам верхнего мела и, возможно, к низам палеогена можно отнести верхнюю часть разреза, залегающую непосредственно под четвертичными отложениями и представленную, наряду с песчаниками, также алевролитами и глинами, а в некоторых разрезах крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и галечниками. Мощность отложений датского яруса — палеоцена (?) не превышает нескольких десятков метров. В Касской опорной скважине она достигает 78 м, в Елогуйской — 86 м и Туруханской — 75 м.

Пески, рыхлые песчаники, алевролиты датского яруса — палеоцена (?) обладают некоторыми общими для всей приенисейской части низменности особенностями. Они отличаются преобладанием белых, преимущественно кварцевых разностей песчаников, слабо сцементированных каолиновым цементом, с круглыми глиняными окатышами и с растительными остатками.

Кластический материал состоит из кварца, полевого шпата, слюд, обломков изверженных, метаморфических и осадочных пород: гранита, гранит-порфиров и порфиринов (на юге), диабазов и базальтов (на севере), кристаллических сланцев, кварцитов, кремней, известняков и песчаников. Зерна минералов и обломки пород угловатые и полуокатанные.

Датско-палеоценовый возраст охарактеризованных выше отложений устанавливается на основании спорово-пыльцевого комплекса. Споры папоротниковых *Gleicheniaceae*, *Syatheaceae*, *Dicksoniaceae*, *Polypodiaceae* занимают в нем резко подчиненное положение; из пылицы голосеменных растений в большом количестве содержатся *Pinaceae*, реже встречаются *Picea*, *Pinus* подрод *Harloxyton*, *Pinus* подрод *Diploxyton*, *Abies*, *Cedrus* и *Taxodiaceae*. Существенное значение приобретает здесь пыльца покрытосеменных растений, среди которой наиболее распространена пыльца *Betulaceae*, *Quercus*, *Castanea* и в меньшем количестве *Muricaceae*, *Juglandaceae*, *Rhamnaceae*, *Proteaceae* и *Myrtaceae*; единично встречаются *Salix*, *Fagus*, *Magnolia* и *Santalaceae*.

ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Меловые отложения юго-восточного обрамления Западно-Сибирской низменности хорошо обнажены только на юге. Южная граница обнаженной части меловых отложений проходит вдоль северного склона хр. Арга через с. Большая Мурта и далее по р. Енисею. На севере эта граница может быть проведена по линии с. Большой Улуй — устье речек Сочура и Малого Каса и далее на вершину рек Сыма и Дубчеса.

Севернее отдельные обнажения меловых пород имеются на берегах р. Енисей, ниже устья р. Подкаменной Тунгуски, в низовьях рек Подкаменной Тунгуски и Сумарочихи, на р. Елогуе у пос. Келлог и устья р. Тыны (левый приток р. Елогуя). Буровыми скважинами мел вскрыт на реках Касе, Елогуе, Турухане и по р. Енисею, между устьями рек Подкаменной Тунгуски и Турухана. В Назаровской впадине меловые породы сохранились западнее пос. Назарова, у д. Алтат и в западной части впадины — в пределах Березовской синклинали. На юго-востоке Западно-Сибирской низменности имеются все ярусы мела, в Назаровской впадине сохранились только отложения неокома.

Меловые отложения в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности впервые были установлены А. Н. Криштофовичем; Л. А. Рагозин (1936) на р. Чулыме установил нижнемеловую — илекскую и верхнемеловую — симоновскую свиты. Последняя подразделялась им еще на две свиты.

А. Р. Ананьевым (1948) отложения апт-альба были выделены в кийскую свиту. В приенисейской части юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности В. И. Лебедевым были установлены отложения сенона и датского яруса (Лебедев, 1954 и др.). Севернее А. Н. Резаповым и А. С. Черкашиным обнаружены морские меловые отложения.

Стратиграфия меловых отложений изучалась также М. П. Нагорским (1939), А. С. Кирилловым (1948), Ю. П. Казанским (1954, 1956). Изучению флоры меловых отложений посвящены работы О. Геера (1878), А. Р. Ананьева (1948), И. В. Лебедева (1954) и Т. Н. Байковской (1957). Фауна насекомых изучалась О. М. Мартыновой (1954) и А. Г. Шаровым (1957).

Среди меловых отложений юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности выделяются илекская, кийская, симоновская, касская и сымская свиты, соответственно относящиеся к неокому, апт-альбу и сеноман-туруну¹.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Неоком. Отложения неокома, составляющие илекскую свиту, распространены к северу от хребтов Арга и Кемчугский. Обнажения илекской свиты имеются на р. Чулыме, ниже г. Ачинска, а также на Соболевском месторождении.

Как уже отмечалось, на юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности илекская свита несогласно перекрывает более древние отложения и содержит в основании мощную пачку базального песчаника, в котором в районе ст. Тяжин (западнее г. Боготола) имеются горельники из юрских (?) пород. Вдали от окраин низменности несогласие не проявляется; здесь базальный песчаник постепенно выклинивается и отложения неокома вниз по разрезу сменяются валанжином. В составе свиты имеются песчаники, пески, алевролиты, реже встречаются аргиллиты, мергели, известняки и галечники. Песчаники и пески серых, зеленоватых и голубоватых тонов, обычно мелкозернистые и пылеватые, реже среднезернистые и грубозернистые; состоят они из обломков по-

¹ Как отмечено в очерке меловых отложений приенисейской части Западно-Сибирской низменности, скважинами вскрыты также отложения сенона и датского яруса. (Прим. ред.)

род, кварца и полевых шпатов. Последние, как правило, свежие. Цемент песчаника кальцитовый или глинисто-кальцитовый, иногда глинисто-хлоритовый. Слоистость песков косая или горизонтальная. В песчаниках часто встречаются известковистые конкреции, а на юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности — мелкий гравий, образовавшийся из разрушенных известковистых алевролитов самой илекской свиты. Алевролиты и аргиллиты илекской свиты пестроцветные. Среди них встречаются красно-бурые, кирпично-красные, шоколадные, грязно-зеленые, зеленовато-серые, реже фиолетовые и охристые разности, нередко имеются пятнистые — зеленые с красно-бурыми пятнами и красно-бурые с зелеными пятнами. Переход от яркоокрашенных разностей алевролитов к серым постепенный. В составе алевролитов преобладают угловато-окатанные зерна кварца, реже встречаются полевые шпаты, всегда содержится кальцит в виде небольших скоплений кристаллических зерен. Иногда же содержание кальцита настолько значительно, что алевролиты переходят в известняки. Последние встречаются только в виде маломощных прослоев и линз главным образом на окраинах синеклизы вблизи древних карбонатных толщ.

Для пород илекской свиты юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности характерны хорошо выраженные осадочные циклы, начинающиеся грубозернистыми песчаниками и кончающиеся пестроцветными алевролитами. Вдали от окраин низменности циклическое строение осадков выражено хуже.

В Назаровской впадине илекская свита широко развита в пределах Березовской синклинали, где на р. Урюпе у д. Скрипачи обнажаются песчаные породы нижних горизонтов, а у д. Старый Урюп — пестроцветные алевролиты. Мощность этих отложений не установлена. У д. Алтат бурением установлены чередующиеся пестроцветные алевролиты и песчаные породы. Мощность этих чередующихся пород до 70 м.

В илекской свите по р. Урюпу найдены пелециподы, характерные для неокома: *Cyrena subtransversa* Röm. и *Unio parrectus* Sow. На Соболевском месторождении углей имеются *Unio ragosini* Leb., *Unio tochulymensis* Leb., *Unio golovae* L. и др. За пределами Красноярского края, на р. Кие, в этой свите найдены остатки динозавра *Psittacosaurus*, характерного для низов нижнего мела Монголии.

Апт—альб. В составе апта и альба юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности преобладают континентальные отложения; маломощные морские слои в них появляются только в бассейне р. Елогуя.

Континентальные отложения апта и альба выделяются в кийскую свиту.

Стратотип кийской свиты установлен на р. Кие, за пределами рассматриваемой территории. В пределах Красноярского края кийская свита обнажается на р. Чулыме выше и ниже д. Секретарки и у д. Сучковой, на р. Большом Кемчуге ниже устья рч. Терехтюль, а также на левом берегу р. Енисей, в 2 км ниже устья рч. Хахалевки. В ряде пунктов кийская свита вскрыта буровыми скважинами. На южной и юго-восточной окраинах Западно-Сибирской низменности она сложена красноцветными и белыми бокситоносными породами, которые вдали от окраин замещаются сероцветными и темноцветными угленосными отложениями. В общем стратиграфическом разрезе красноцветные породы соответствуют нижним частям свиты, а угленосные фации встречаются как в нижних, так и в верхних горизонтах.

От пород подстилающей илекской свиты отложения кийской свиты отличаются почти полным отсутствием известкового цемента и интенсивным химическим выветриванием пород, выражающимся в каолинизации полевых шпатов и образовании аллитов.

Для кийской свиты характерны пески, песчаники, глины, конгломераты, бурые железняки и сидериты. Пески обычно среднезернистые, состоят из угловатых обломков кварца, незначительного количества сильно выветрелых полевых шпатов, в них всегда содержится каолиновая пудра. В некоторых случаях пески цементируются черно-коричневыми гидроокислами железа и превращаются в железистые песчаники. Иногда в цементе железистых песчаников содержатся гидроокислы алюминия. Нередко гидроокислы железа в песчаниках образуют коричнево-черные бобовины.

Глины кийской свиты пластичные, жирные, ярко-красные, кирпично-красные, малиновые, коричнево-красные, желтые, иногда мозаично окрашенные в белые, серые, красные цвета. Белые глины залегают в виде линз; в некоторых случаях они обогащены углистым веществом и переходят в углистые глины. Сидериты и бурые железняки наблюдаются в виде конкреций различных форм и размеров.

Конгломераты в кийской свите встречаются редко. Они состоят из неокатанных обломков кварца и других сильно выветрелых пород, сцементированных бурым железняком. В некоторых случаях гальки конгломерата полностью разрушены и от конгломерата остается только бурожелезняковый цемент.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сеноман и турон. Сеноман и турон юго-восточной части Западно-Сибирской низменности сложены континентальными отложениями; на севере, в бассейне р. Елогуя, в них имеются морские фации. Континентальные отложения этого возраста выделяются в симоновскую свиту (Рагозин, 1936б).

Симоновская свита юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности четко подразделяется на две подсвиты, нижняя из которых, содержащая известную в литературе «чулымскую» флору, была названа А. В. Ярмоленко (1935) чулымским ярусом (подсвитой), а верхнюю Л. А. Рагозин (1936) выделил в сучковскую свиту (подсвиту).

Чулымская подсвита сложена песчаниками, песками, галечниками, конгломератами, алевролитами и глинами. Песчаники обычно светлого цвета, разнозернистые, состоят из угловато-окатанных зерен кварца, цементированных кремнисто-глинистым веществом. Конгломераты, имеющие цемент такого же состава, сложены мелкой кварцевой, кварцитовой и кремневой галькой. Алевролиты этой свиты чаще всего темно-серого цвета, плитчатые, на плоскостях слоистости содержат тонкие прослойки песка или остатки растений, иногда окремнены. В песках, имеющих светло-серый цвет, преобладают плохо окатанные зерна кварца, в небольшом количестве имеются обломки микрокварцита, кварцита и очень мало полевых шпатов, которые, как правило, полностью каолинизированы. Глины обладают белым и серым цветом, на глубине они плотные, аргилитоподобные, каолиновые; на выходах на дневную поверхность превращены в мягкие глины.

Обнажения чулымской подсвиты широко развиты по всей юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности. На р. Чулыме из-под более молодых толщ они появляются между д. Секретаркой и с. Боль-

шой Улуй, на р. Кеми у д. Вагиной, в верхнем течении р. Кети выше устья р. Малой Кети и ниже с. Маковского и в верховьях р. Каса.

Чулымская подсвита лежит на размытой поверхности кийской свиты и содержит флору сеномана, в составе которой имеются: *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *Glyptostrobus groenlandica* Heer, *Pinus (Cedrus) lopatini* Heer, *Magnolia alternans* Heer, *M. lacoena* Lesq., *Menispermities sibirica* Leb., *Laurus plutonia* Heer, *Platanus cuneifolia* Bronn. emend Vachr., *P. simonovskiensis* Leb., *P. embicola* Vachr., *Gredneria mixta* Hollick., *C. spatiosa* Hollick., *Pseudoaspidiophyllum kazachstanicum* Vachr., *P. latifolium* Hollick., *Dalberrites simplex* (Newb.) Shar., *Anacardites Neuburgae* Vachr., *Eucalyptus sibirica* Heer, *Aralia groenlandica* Heer.

Сучковская подсвита распространена на юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности. В ее составе содержатся галечники, пески, песчаники, алевролиты, аргиллиты. Галечники состоят из окатанных галек средних и мелких размеров, сложенных из молочно-белого кварца, кварцита и различных кремнистых пород и редко из песчаников чулымской подсвиты. Галечники цементируются белым песчано-глинистым цементом или песком. Пески чаще мелкозернистые, иногда разнозернистые белые; на выходах они иногда слабо обохрены, всегда содержат тонкую каолиновую пудру. Окатанность песчинок, как правило, плохая. Глины и аргиллиты обычно желтовато-буроватые, очень часто содержат отпечатки и фитолеймы листьев, обуглившиеся остатки древесины и гагатовидный уголь.

Сучковская подсвита обнажается по рекам Чулыму и Кеми. На р. Чулыме выше д. Симоновой она залегает на размытых чулымских песчаниках.

В отложениях сучковской подсвиты на р. Кеми, в 5 м выше устья р. Большой Белой, найдены остатки туронского насекомого *Grammopsichops lebedevi* O. Martynov, а в ряде пунктов — растительные остатки туронского возраста, среди которых имеются: *Asplenium dicksonianum* Heer, *Taxodium dibium* (Sternb.) Heer, *Sequoia heteropylla* Vel., *Celtidophyllum cretaceum* Krasser, *Ficus denveriana* Cockrell., *Macclintockia sibirica* Ananjew, *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Platanus cuneifolia* Bronn emend Vachr., *P. cuneiformis* Krasser, *Gredneria spatiosa* Hollick, *Dalbergites sewardiana* (Shar.) Vachr., *Ziziphus kemensis* Ananjew, *Phyllites trifoliatus* Dorf.

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Отложения нижнемелового возраста, широко распространенные на восточной окраине Западно-Сибирской низменности, на Енисейском кряже неизвестны.

Они установлены бурением лишь в области сочленения Енисейского кряжа с Западно-Сибирской плитой — на водоразделе рек Енисея и Кеми, близ устья р. Каса и в районе Осиновского поднятия. Здесь вскрыты трансгрессивно залегающие на погребенных склонах докембрийского фундамента илекская свита неокомового возраста и кийская (хахалевская) свита апт-альбского возраста.

Близость Енисейского кряжа почти не оказала влияния на механический состав озерно-лагунных отложений илекской свиты, представленных мелкозернистыми полимиктовыми песками, алевролитами и сургучно-красными мергелистыми, иногда гипсоносными монтмориллонито-

выми глинами. Очевидно, ко времени формирования илекской свиты Енисейский кряж представлял собой предельно выровненную полупустынную область. В условиях сухого и жаркого климата неокома, при значительном участии эоловых процессов, в зону седиментации переносился, главным образом тонкий, слабо выветрелый песчано-алевролитовый и глинистый материал.

В апте при столь же теплом, но более влажном климатическом режиме, на пенепленизированной поверхности Енисейского кряжа формируется каолинит-латеритная кора выветривания. В верхнеаптской и альбской время она служила источником накопления на восточной окраине Западно-Сибирской низменности пестроцветных отложений кийской свиты, обогащенных вблизи склонов фундамента гидроокислами железа и алюминия.

Широкое развитие в разрезах апт-альбских отложений наряду с тонкими, пестроокрашенными каолинистыми глинами грубых песков и галечников, состоящих из устойчивых кварцевых и кремнистых пород, свидетельствует о значительных тектонических (эпейрогенических) поднятиях Енисейского кряжа и об интенсивном размытии нижнемеловой коры выветривания. В настоящее время коры размытой и деградированной коры выветривания нижнемелового возраста сохранились лишь на погребенных склонах докембрийского обрамления под покровом кийской свиты. Мощность сохранившейся от размытия коры выветривания, по данным буровых работ, составляет в районе с. Рождественского 15—20 м и близ устья р. Хахалевки около 35 м.

В течение всего верхнего мела на восточной окраине Западно-Сибирской низменности, представлявшей собой обширную прибрежную равнину, накапливается однообразная толща сероцветных аллювиально-озерных и болотных песчано-глинистых отложений, обильно насыщенных растительным детритом, обломками ископаемых древесин и конкрециями сидерита. В этой единой по условиям формирования и литологическому составу толще в значительной мере условно выделяются симоновская (по Лебедеву, чулымская и сучковская) свита сеноман-туронского возраста, касская свита сенонского возраста (Казанский, 1954) и сымская свита датского возраста.

В этот длительный отрезок времени на Енисейском кряже в обстановке гумидного и достаточно теплого климата и пышного развития широколиственной, лесной, платановой флоры происходит интенсивное отбеливающее каолинистое выветривание, наложившее существенный отпечаток на всю толщу верхнемеловых осадков. Переотложенные продукты выветривания в виде каолинистых глин и кварцево-каолинистых песков широко развиты в пределах всего верхнемелового разреза восточной окраины Западно-Сибирской низменности.

На Енисейском кряже верхнемеловые отложения имеют незначительное распространение и в настоящее время известны только в центральной части Ангаро-Питского водораздела, в верховьях р. Большой Мурожной близ прииска Партизанского и на рч. Индыглы — левом притоке р. Татарки. Они представлены болотными углисто-глинистыми осадками и залегают в понижениях древнего рельефа в виде отдельных глубоко размытых пятен-останцев.

Впервые углистые глины с р. Большой Мурожной описаны Е. Н. Щукиной (1936) и затем А. Р. Бурачком (1938), но обоими исследователями, по аналогии с угленосными отложениями Зырянской впадины на р. Енисее, эти глины датировались средней юрой. На вероятный

меловой возраст этих отложений указал П. Н. Никитин (1947) в результате изучения собранных Х. И. Йосельзоном семян и фрагментарных остатков хвойных (хвоя, чешуи шишек).

Н. А. Болховитина (1953), основываясь на единичном спорово-пыльцевом анализе, параллелизовала углистые глины р. Большой Муружной с сеноман-туронскими отложениями (симоновская свита) юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности.

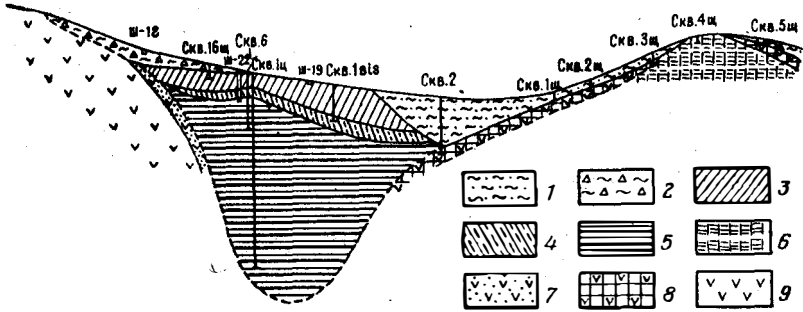


Рис. 52. Геологический разрез верхнемеловых и третичных отложений в районе прииска Партизанского

1 — аллювиальные пески и супеси четвертичного возраста; 2 — делювиальные щебнистые суглинки четвертичного возраста; 3 — охристо-бурые щебнистые глины неогенового—нижнечетвертичного возраста; 4 — пестроцветные и бокситовые глины муружнинской свиты палеоцен-эоценового возраста; 5 — углистые глины с прослоями бурых углей и обломками древесины датского возраста; 6 — филлиты докембрийского возраста; 7 — кора выветривания амфиболитов; 8 — кора выветривания филлитов; 9 — амфиболиты докембрийского возраста

Наиболее полный разрез верхнемеловых отложений установлен К. В. Боголеповым в районе прииска Партизанского (рис. 52). Здесь в разрезе залегают (сверху вниз):

	Мощность, м
Q_{IV} 1. Суглинок бурого цвета, комковатый, плотный	1,30 ..
N_2-Q_1 2. Глина охристо-бурая, песчанистая, переполненная щебнем и глыбами амфиболита, жильного кварца и бурого железняка Размыв	6,90 ..
$Pg_{1-2}^{m_2}$ 3. Глина каолинистая, с рыхлыми бобовинами, пестроцветная, малиново-красного, желтого, розового и белого цвета, с прослоями мелкого кварцевого щебня Размыв	6,70 ..
Cr_2^{dn} 4. Глина пепельно-черная, углистая, с обломками лигнитизированной древесины и редкими включениями кварцевого щебня, прослоями мелкозернистого кварцевого песка и прослоями бурого угля	86,50 ..

Исследованиями В. И. Баранова и О. Г. Николаевой (1956) установлено, что среди собранных в углистых глинах ископаемых древесины преобладают обломки *Taxodioxyton* плохой сохранности, а также установлены новые виды *Cupressinoxylon sibiricum* V. Вагапов. и *Podocarpoxylon muroshniense* V. Вагапов., по строению древесины весьма близкой к *Podocarpoxylon turvianse* Zalevski; из третичных, по-видимому палеогеновых, отложений Турова (Польша).

В выделенном спорово-пыльцевом комплексе, споры папоротникообразных преобладают над пыльцой покрытосеменных и особенно голосеменных. Среди спор доминируют виды семейств Polypodiaceae и

Gleicheniaceae, отсутствуют наиболее характерные для сеноман-туронских отложений *Stenozonotriletes radiatus* Kov. и *Chomotriletes reduncus* Volch., но в отдельных зернах еще встречается типичная для нижней части верхнемелового разреза форма *Gleichenia angulata* Volch. и сравнительно широко представлены виды семейства Schizaeaceae. По обилию и постоянному присутствию спор *Hemitelia* комплекс углистых глин не имеет аналогов среди меловых отложений Сибири, хотя единично споры гемителии присутствуют в касской и сымской свитах.

Среди пыльцы голосеменных наряду с пыльцой таксодиевых, кипарисовых и сосновых обращает на себя внимание присутствие *Cedrus pusilla* Zaceg., являющейся, согласно В. В. Зауер (1954), руководящей формой для палеоцена Сибири, а также присутствие единичных пыльцевых зерен *Dacrydium elatopites* Zakl. вида, известного из палеоценовых отложений Прииртышья.

Обилие и разнообразие покрытосеменных растений резко отличают флористический комплекс углистых глин р. Большой Мурожной от симоновского и касского и в общих чертах сближают его с комплексом сымской свиты верхнедатского возраста (Ковалева, 1956). В составе флоры почти отсутствуют платановые и получают развитие ксенофильные виды покрытосеменных, типичных для раннего палеогена.

Преобладание спор папоротникообразных, среди которых присутствуют влаго- и теплолюбивые формы древовидных папоротников, а также обилие таксодиевых, установленных и по пыльце и по древесным остаткам, соответствуют болотным условиям накопления толщи и отражают растительность небольших заболоченных низин и прибрежных частей водоемов. Наоборот, среди покрытосеменных большое значение приобретают засухоустойчивые формы Ericaceae, Rhamnaceae, Myrtipites, Proteaceae, Myricaceae, Rosaceae. Они, по-видимому, характеризуют состав растительности слабоувлажненных участков и свидетельствуют об относительно засушливом или переменном-влажном климате времени отложения толщи.

Присутствие в пыльцевом комплексе архаичных видов папоротникообразных и широкое развитие пыльцы покрытосеменных современного облика указывают на промежуточный характер флоры углисто-глинистой толщи между типичными мезофильными верхнемеловыми флорами симоновской и касской свит и ксеноморфной флорой первой половины палеогена, известной для Енисейского края по спорово-пыльцевым комплексам мурожнинской свиты. Эти особенности, а также значительное сходство с сымским флористическим комплексом позволяют с наибольшей точностью датировать углисто-глинистую толщу Ангаро-Питского водораздела датским ярусом. Этому не противоречит и заключение В. И. Баранова (1956) о меловом возрасте ископаемых древесин и об их близости к третичным видам Восточной Европы.

Имеющиеся отрывочные данные о меловых отложениях Енисейского края свидетельствуют о том, что Енисейский край в течение всего мелового периода являлся ареной деятельности процессов выветривания и денудации и служил главнейшей питающей провинцией при формировании мощной серии меловых осадков в восточной части Западно-Сибирской низменности.

В течение этого периода накопление осадков на Енисейском крае происходило лишь в небольших эрозийных и тектонических впадинах. Отлагавшиеся маломощные осадки в основном, вероятно, были размыты уже в третичное время.

ОБЩАЯ СВОДКА

Отложением меловых толщ заканчивается цикл седиментации, начавшийся в нижней юре. Область осадконакопления в начале мелового периода была примерно такой же, как в юре. Так же отчетливо выделяется преобладание на юге континентальных, а на севере — морских отложений, хотя в отличие от юрского периода даже в наиболее погруженной Усть-Енисейской впадине устойчивый морской режим господствовал только в валанжине и позже — в туроне — маастрихте. В конце мела на всей территории края установился континентальный режим.

В континентальных фациях мела четко выражено изменение состава разновозрастных отложений, связанное с климатической зональностью. В начале неокома в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности — Назаровской впадине — в условиях аридного климата отложилась мощная толща красноцветных и серых пород, обогащенных карбонатом кальция. В Усть-Енисейской впадине красноцветные континентальные отложения сменяются морскими сероцветными отложениями, но уже в готериве в них появляются прибрежно-лагунные фации, а в барреме они полностью замещаются континентальными угленосными осадками. В этих образованиях гумидного климата имеются горизонты лиловатых алевролитов, указывающих на тесную связь с красноцветными отложениями южных районов и, вероятно, на этапы более теплого и сухого климата.

В апт — альбе на юге аридный климат сменился теплым гумидным, приведшим к образованию пестроцветных пород, содержащих аллиты. В направлении на север эти аллитовые образования прослеживаются до р. Турухана, но концентрируются только узкой полосой вдоль восточной окраины Западно-Сибирской низменности, где мощности осадочных пород в общем незначительны. В районах, удаленных от окраин низменности на 50—60 км, пестроцветные отложения замещаются угленосными. В Усть-Енисейской и Хатангской впадинах и на Таймыре апт и альб сложены только сероцветными угленосными породами, в которых в Усть-Енисейской впадине содержатся горизонты морских отложений.

Климатическая зональность, установившаяся в нижнемеловую эпоху, сохраняется и в верхнемеловой. В юго-восточной части Западно-Сибирской низменности в условиях теплого гумидного климата происходит накопление белых глин и белых и сероцветных песков, содержащих примесь каолинита. В северных районах в условиях более умеренного климата в начале верхнего мела продолжается угленакопление, позже сменившееся отложением морских осадков.

Климатическая зональность мела прекрасно отражена и в составе минералов тяжелой фракции континентальных отложений. В южных районах в них от выветривания сохранились только наиболее устойчивые минералы — циркон и гранаты, а в северных районах наряду с устойчивыми минералами сохранились эпидот и даже пироксены и амфиболы.

В начале мелового периода на юге Западно-Сибирской низменности в пределах края продолжались унаследованные от верхней юры восходящие движения, приведшие к слабо выраженному угловому несогласию между юрой и мелом. На севере перерыв между юрой и мелом и следы химического выветривания юрских отложений установлены в Усть-Енисейской впадине. В этом районе незначительные по мас-

штабу размывы происходили в течение валанжина и после готерива. На юге Западно-Сибирской низменности следы тектонических движений, сопровождавшихся размывом, установлены в середине и в конце неокома, после альба и в верхнем мелу перед отложением турона и сенона. Все эти движения проявились только на окраинах низменности. В центральных частях последней перерывы не установлены, но в целом они привели к постепенному уменьшению площади осадконакопления. К концу нижнемеловой эпохи полностью прекратилось накопление осадков в Назаровской и Рыбинской впадинах, а в верхнемеловое время и значительные площади на юге Западно-Сибирской низменности превратились в область денудации.

Анализ изменения мощностей меловых отложений показывает, что амплитуда прогибания областей осадконакопления в меловой период увеличивалась к западу, в направлении к центральным частям Западно-Сибирской низменности. Однако в конце верхнемеловой эпохи началось отставание погружения верховьев р. Елогуя, причем последнее сопровождалось накоплением главным образом песчаных пород. По-видимому, к этому времени относятся начало формирования структуры современного Обь-Енисейского междуречья и заложение первых элементов современной гидрографической сети.

Физико-географические условия мелового периода были благоприятными для развития органического мира. В морских отложениях содержатся аммониты *Subcraspedites*, *Paracraspedites*, *Polyptichites*, *Baculites* и др.; пелециподы *Aucella*, *Pleuromya*, *Inoceramus*, *Oxytoma*, *Tancredia*, *Corbicula*, *Lopatinia* и др.; фораминиферы, диатомовые водоросли. В континентальных фациях в изобилии встречаются растительные остатки, в отложениях нижнего мела — представленные родами, переходящими из юры: *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Ginkgo*, *Sphenobaiera*, *Podozamites*. В верхнемеловую эпоху состав флоры резко изменяется. В ней появляются покрытосеменные, широкое распространение получают хвойные. Верхнемеловая флора состоит из платановых, магнолиевых, лавровых, мениспермовых, крушиновых, а в датских слоях в ней в изобилии встречаются ивовые. Спорово-пыльцевые комплексы показывают широкое развитие в составе меловой флоры каштанов и дуба. Фауна пресноводных отложений состоит, главным образом, из пелеципод, гастропод и филлопод, а наземная представлена насекомыми и найденными в отложениях неокома динозаврами.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ВВЕДЕНИЕ

На территории Красноярского края отложения палеогеновой и неогеновой систем имеют ограниченное распространение. Граница между обеими системами устанавливается с трудом, вследствие чего палеогеновые и неогеновые отложения обычно выделяются под названием третичных. Встречаются они на изолированных площадях и представлены континентальными осадками. Только на крайнем севере — в Усть-Енисейской и Хатангской впадинах — известны морские неогеновые отложения, сформировавшиеся при кратковременной бореальной ингрессии и ныне перекрытые мощной толщей четвертичных осадков. Отдельные участки распространения третичных пород, залегающих в эрозионных долинах и впадинах древнего рельефа на Енисейском краже и

Сибирской платформе или же сохранившихся на приподнятых водоразделах в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности, по-видимому, являются небольшими останцами широко развитой в прошлом разнообразной серии континентальных отложений. Эти отложения накапливались в сильно разветвленной гидрографической сети — в многочисленных озерных водоемах и реках, стекавших со склонов Енисейского кряжа, Средне-Сибирского плоскогорья и с Восточного Саяна в эпиконтинентальные морские и лагунные бассейны.

Присутствие в четвертичных осадках, особенно в Енисейской депрессии, форм пыльцы, спор и диатомей третичного возраста свидетельствует о некогда значительном площадном развитии третичных отложений и об их глубоком размыве в четвертичное время.

Участки унаследованных современной гидросетью или «оторванных» от нее третичных долин и древних озерных котловин карстового и тектонического происхождения на Сибирской платформе отмечены в работах Р. Я. Покровского, Н. Н. Тазихина и М. Н. Благовещенской, на Енисейском кряже — в работах С. Г. Мирчинк, И. С. Рожкова и К. В. Боголепова, в зоне сопряжения Енисейского кряжа с Западно-Сибирской низменностью — в работах И. В. Лебедева, М. П. Нагорского и К. В. Боголепова. Интенсивные поднятия и перестройка рельефа в четвертичное время привели к глубокому размыву маломощных третичных осадков, которые сохраняются лишь в отдельных зонах прогибов или в наиболее глубоких частях эрозионных котловин.

Локальное распространение континентальных отложений, наряду с присущей им фациальной изменчивостью и недостатком твердых палеонтологических критериев для дробного стратиграфического расчленения, весьма затрудняет восстановление истории третичного времени. Лишь в самые последние годы благодаря развитию комплексных методов исследования стало возможным построение единой стратиграфической схемы континентальных третичных отложений Красноярского края.

Особенно детально третичные отложения изучены на Енисейском кряже.

Менее исследованы третичные отложения приенисейской части Западно-Сибирской низменности и почти не изучены на громадных пространствах Сибирской платформы.

Сопоставление разрезов континентальных мезо-кайнозойских пород нижнего Приангарья и Ангаро-Катангского междуречья позволяет сделать вывод о том, что так называемые «поировные галечники» Сибирской платформы, датируемые одними авторами как юрские и другими — как древнечетвертичные, в значительной части имеют третичный возраст и являются аналогами неогеновых аллювиальных отложений Енисейского кряжа и бассейна р. Кеми.

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ И ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНЫ

В пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин третичные отложения развиты на очень ограниченных участках. Только в западной части Усть-Енисейской впадины появляется сплошной покров этих отложений небольшой мощности. На всей остальной площади они отсутствуют или встречаются в виде небольших пятен среди меловых толщ.

Слабая уплотненность верхнемеловых отложений, изменение состава в них обменных оснований и легкорастворимых солей, связанные

с длительным выветриванием в субаэральных условиях вблизи поверхности, степень метаморфизма углей, отвечающая современным глубинам их залегания, — все это свидетельствует об отсутствии в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин третичных отложений большой мощности. Все же в палеогене происходило формирование маломощных третичных отложений как в континентальных условиях, так и во время, вероятно, сравнительно кратковременных трансгрессий, затоплявших рассматриваемую территорию.

Хатангская впадина. Указания на наличие третичных отложений на реках Богиниде и Верхней Таймыре содержатся еще у А. Ф. Миддендорфа, который нашел здесь пески с пластами угля и обломками древесины *Pinites middendorffianus* Гоерр., *P. baerianus* Гоерр. Вероятно, эти породы в действительности относятся к верхнему мелу.

В четвертичных отложениях Хатангской впадины встречаются третичные диатомовые водоросли, споры и пыльца.

Единственный достоверный выход третичных пород (миоцена) в Хатангской впадине описан Л. Т. Семененко, И. Е. Ширяевым и М. С. Шлейфером (1950 г.) на р. Поперечной—притоке р. Суолими, впадающей в Анабар. Здесь в поле развития меловых угленосных отложений выходят серые мелкозернистые пески с тонкими углистыми прослойками и линзами уплотненных торфяников и галечников видимой мощностью 12 м. В них установлена пыльца, по заключению Е. Д. Заклинской, миоценового типа (*Nyssa*, *Carpinus*, *Quercus*, Taxodiaceae, *Betula*, *Picea*, *Pinus*).

Усть-Енисейская впадина. В. Н. Саксом (1940) при изучении четвертичных отложений в низовьях р. Малой Хеты было установлено присутствие в них третичных диатомовых водорослей. В одной из скважин на Мало-Хетской антиклинали обнаружены остатки предположительно верхнетретичного *Lingula hians* Swainson (Сакс, 1940б). Все это делает реальным нахождение морских верхнетретичных отложений в пределах Усть-Енисейской впадины.

В. Н. Соколов (1951 г.) установил на р. Соленой — притоке р. Большой Хеты, выходы пестроцветных песков с прослоями гравия, алевроитов и глин и с древесными остатками и пылью, по заключению М. А. Седовой, палеоценового или датского возраста (преобладает пыльца покрытосеменных, в том числе Myrtaceae, Tapa, Rosaceae и др.). Видимая мощность этих песков до 21 м. Западнее, уже за пределами Красноярского края, на восточном побережье Тазовской губы, В. С. Ломаченков установил алевролиты с прослоем лигнита и сходным с указанным комплексом спор и пыльцы.

На севере Гыданской полуострова, на п-ове Мамонта, установлены выходы светло-серых песков с прослоями алевролитов и лигнитизированной древесины и с нижнетретичными пылью, спорами (*Sacua* и др.) и морскими диатомеями. На южном берегу Гыданской губы и на впадающей в Гыданскую губу р. Юрибее имеются требующие проверки выходы песков с обуглившейся древесиной и со спорами и пылью, возможно, третичного возраста (Сакс, Ронкина, 1957). На р. Падучи — притоке р. Соленой, С. А. Стрелковым и С. Л. Троицким установлены выходы зелено-бурых алевролитов и глин, содержащих смесь верхнемеловых, третичных и, возможно, четвертичных форм, спор и пыльцы, но резко отличающихся от четвертичных пород по отсутствию в тяжелой фракции авгита. Видимая мощность этих алевролитов и глин до 7 м. Все изложенное дает основание для выводов о широком распространении

нии третичных, скорее всего палеогеновых отложений в западной части Усть-Енисейской впадины.

В восточной части Усть-Енисейской впадины, в бассейне р. Пясины, в четвертичных породах также обнаруживаются споры, пыльца и диатомовые водоросли. На притоке Дудыпты р. Кыстыктах А. П. Козловой и А. Л. Ставцевым (1954 г.) среди ледниковых отложений обнаружен отторженец песка с третичной пылью *Cupressaceae*, *Thuja*, *Myrtis*, *Lilicis*.

Имеющиеся отрывочные данные о третичных отложениях в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин все же убедительно говорят о том, что сколько-нибудь значительное прогибание этих впадин в третичном периоде отсутствовало. Откадывавшиеся маломощные континентальные и частично морские осадки были в основном размыты до отложения четвертичных толщ.

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Мезо-кайнозойские отложения Енисейского кряжа привлекали внимание исследователей еще 30-х годов настоящего столетия. Однако представление о возрасте этих отложений основывалось главным образом на попытках корреляции их с литологически близкими толщами Западно-Сибирской низменности, Урала и Северного Казахстана.

Только в последние годы благодаря широкому применению палинологических методов исследования «немых» континентальных толщ удалось установить значительное развитие на Енисейском кряже третичных отложений (Боголепов, 1955а).

В настоящее время среди кайнозойских отложений Енисейского кряжа выделяются следующие свиты: 1) мурожнинская — палеоцен-эоцена; 2) бельская — среднего—верхнего олигоцена; 3) кирнаевская — миоцена, 4) асташевская — плиоцена.

ПАЛЕОГЕН

Мурожнинская свита впервые была описана на Ангаро-Питском водоразделе Е. Н. Шукиной. Название свиты дано в 1955 г. К. В. Боголеповым, установившим совместно с П. А. Поповым ее палеоцен-эоценовый возраст.

Мурожнинская свита распространена в северной и южной частях Енисейского кряжа в виде отдельных пятен-останцев, сохранившихся от размыва в карстовых котловинах или в небольших эрозионных и тектонических впадинах древнего рельефа.

В большинстве изученных разрезов она залегает на коре выветривания докембрийских пород и покрывается четвертичными или верхнетретичными отложениями. Лишь в верховьях р. Большой Мурожной, вблизи прииска Партизанского, мурожнинская свита налегает на размытую поверхность углистых глин датского возраста.

Отложения мурожнинской свиты представлены озерными и делювиальными фациями и в значительной части — фациями небольших периодически высыхавших болот. Разрезы характеризуются большой изменчивостью литологического состава, резкими переходами в горизонтальном и вертикальном направлениях от грубообломочных осадков к глинистым и хемогенным. Фациальная изменчивость, а также

последующие нарушения в залегании пород, вызванные карстовыми просадками (рис. 53), затрудняют сопоставление разрезов и дальнейшее расчленение свиты. Однако в наиболее полных разрезах в составе свиты удается выделить два горизонта: верхний и нижний.

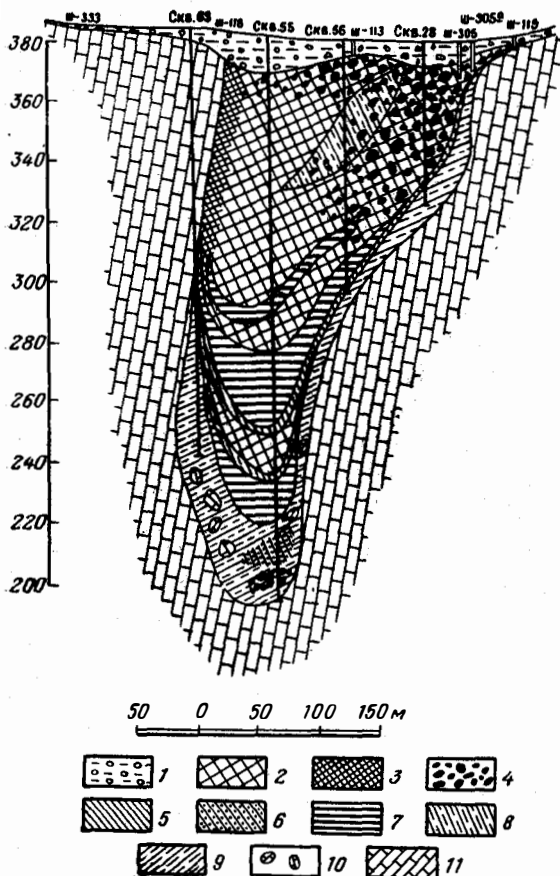


Рис. 53. Геологический разрез рудного тела № 8 Средне-Татарского месторождения бокситов (Составлен по материалам И. Д. Николаева)

1 — нерасчлененные верхнетретичные—четвертичные отложения, песчаные глины с галькой и валунами; 2 — боксит рыхлый; 3 — боксит рыхлый, сильно смятый и брекчированный; 4 — боксит каменный; 5 — глина бокситовая; 6 — глина бокситовая, сильно смятая, брекчированная; 7 — глина бокситовая, сажистая, с обломками ископаемых древесин; 8 — глина пестроцветная; 9 — глина пестроцветная, брекчированная; 10 — обломки известняков; 11 — известняк кристаллический, доломитизированный

Нижний горизонт представлен плохо сортированными песчанистыми и алевритовыми глинами желто-бурой или пестрой окраски, глинистыми алевритами и резе песками. В породах содержится большое количество грубого делювиального материала, представленного щебнем и глыбами кварца и кварцитовидного песчаника. Мощность нижнего горизонта колеблется от 0 до 30—40 м.

Верхний горизонт сложен более тонкими пестроцветными каолиновыми и галлуазитовыми глинами с включенными в них линзами сажистых бурых углей.

Спорово - пыльцевому комплексу мурожнинской свиты присущи следующие черты (рис. 54).

1. Объединенный видовой состав и подчиненное содержание спор, среди которых преобладают *Polypodiaceae*, *Sphagnum* и несколько видов *Gleichenia*, *G. laeta* Bolch., *G. glauca* Bolch., *G. stellata* Bolch. В единичных зернах присутствует *Schizaeaceae* (*Mohria*, *Lugodium*) и другие более древние меловые формы (*Dicksoniaceae*).

2. Весьма высокое содержание и исключительно богатый видовой состав пылцы покрытосеменных

растений, составляющих в среднем не менее 60% от общего состава спектров. Всего насчитывается до 80 различных видов пылцы цветковых, представляющих до 40 семейств и родов. Обращает на себя внимание большое количество форм, которые не могут быть полностью идентифицированы с пыльцой современных растений. К их числу относятся *Extratripolipollenites* Pflug и др.

В составе покрытосеменных растений преобладают *Castanea* и *Myrtaceae* (*Myrtipites*). Первые из них характерны для верхней части свиты, вторые — для нижней ее части. Обилие *Ericaceae* характеризует почти весь разрез. Широко представлено в видовом отношении семейство *Betulaceae* (*Corylus*, *Betula*, *Alnus* несколько видов). Как и пыльца *Castanea*, пыльца *Betulaceae* имеет тенденцию к образованию максимума в верхах свиты. Точно такой же максимум устанавливается и для пыльцы *Juglansaceae*, представленной видами *Carya*, *Juglans* и *Pterocarya*. В незначительном количестве (единичные зерна), но довольно равномерно по разрезу вкраплена пыльца *Platanus*.

3. Пыльца голосеменных в комплексе в среднем содержится в количестве около 15%. В ее составе преобладает пыльца *Pinaceae* (в первую очередь *Cedrus* sp., *Cedrus pusilla* Zauer, *Pinus*, представленный несколькими секциями) и *Podocarpaceae*. В меньшем количестве содержится пыльца *Taxodiaceae*—*Cupressaceae*. В единичных зернах, но более или менее постоянно встречается пыльца *Ginkgoales*.

4. В отличие от комплексов верхнемелового и в том числе датского возраста в данном комплексе наблюдается резкое возрастание в количественном и качественном отношении содержания пыльцы покрытосеменных растений, обеднение состава папоротникообразных и отсутствие среди них формы, столь характерной для датского яруса, как *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Kov., а также отсутствие среди голосеменных характерной для верхнего мела пыльцы *Caytoniales*.

Абсолютное преобладание пыльцы покрытосеменных растений, в том числе широкое развитие аркто-третичных форм позволяет датировать свиту палеоцен-эоценом.

Листовые отпечатки плохой сохранности, среди которых В. И. Барановым определены *Corylus* (*Betula?* sp.) и *Pteridium* sp., и остатки ископаемых древесин, принадлежащих, по определению В. Д. Нашекина, к *Taxodioxylon gipsaeceum* (Гоерр.) Краус. (*T. sequoiana* Goth.), также свидетельствуют о третичном возрасте свиты.

Бельская свита. Бельская свита впервые установлена в 1951 г. К. В. Боголеповым (1955) в нижнем течении р. Ангары, близ пос. Бельского. В том же году бурением был прослежен полный разрез ее и на основании остатков флоры определен третичный возраст. В последующие годы отложения бельской свиты были обнаружены в нижнем течении р. Тасеевой, между пос. Мошаковкой и д. Кондаки, на реках Подкаменной, Кулаковской и Рассохе, к югу от с. Кулаково, а также в восточной и западной частях Казачинской котловины. Широким распространением бельская свита пользуется на Кемь-Енисейском междуречье.

На Енисейском кряже и в зоне сочленения Сибирской платформы с Западно-Сибирской низменностью бельская свита приурочена к системе тектонических впадин. Мощность ее колеблется от 120 м в Бельско-Рыбинской котловине до 220 м в зонах прогибов восточной части Западно-Сибирской низменности.

В межгорных котловинах Енисейского кряжа бельская свита представлена монотонной толщей лигнитоносных озерно-болотных и реже аллювиальных отложений, характеризующихся выдержанным, преимущественно глинистым и алевроитово-песчаным составом осадков. Она залегает на отбеленной каолиновой коре выветривания докембрийских пород и покрывается песчано-галечными отложениями кирнаевской свиты миоценового возраста (рис. 55).

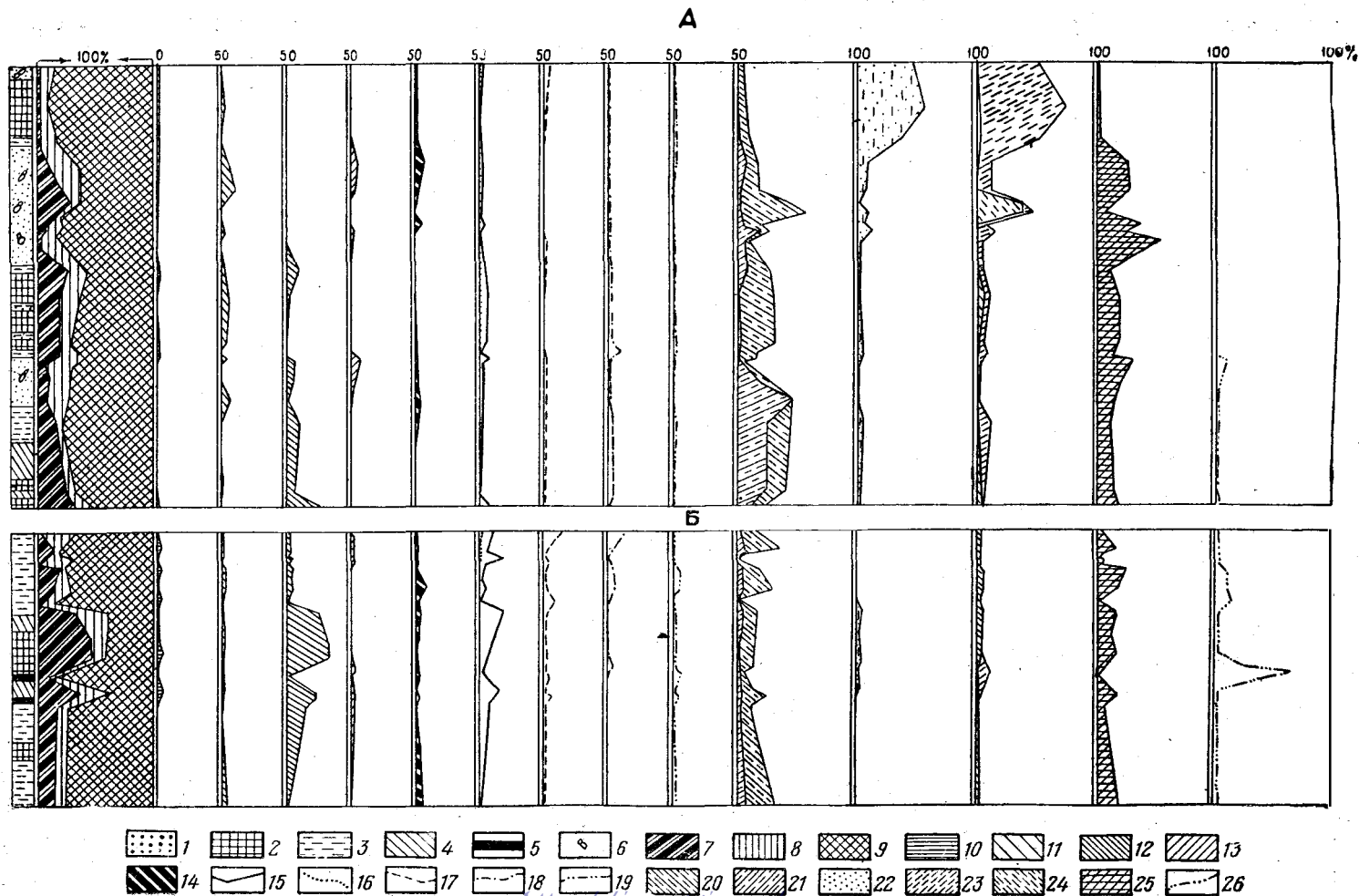


Рис. 54. Диаграмма спорово-пыльцевых спектров мурожинской свиты (А. По скважине № 55 Средне-Татарского месторождения бокситов) и скважинам № 4 и 5 Мало-Мурожинского месторождения бокситов)

1 — сажистые алевролиты; 2 — бокситы рыхлае и каменистые; 3 — глины пестроцветные; 4 — глины бокситовые; 5 — уголь бурый сажистый; 6 — обломки ископаемой древесины; 7 — сумма спор; 8 — сумма пыльца голосеменных; 9 — сумма пыльца покрытосеменных; 10 — сумма спор Schizaceae и Cucurbitaceae; 11 — споры Gleicheniaceae; 12 — споры Polypodiaceae; 13 — споры Pinaceae; 14 — сумма пыльца Podocarpaceae; 15 — сумма пыльца Pinaceae; 16 — в том числе *Pinus*; 17 — сумма пыльца Taxodiaceae и Cupressaceae; 18 — сумма пыльца Muticaceae; 19 — сумма пыльца Juglandaceae; 20 — сумма пыльца Betulaceae; 21 — в том числе *Alnus*; 22 — сумма пыльца Sapindaceae; 23 — сумма пыльца широколиственных пород Juglandaceae, Carpinaceae, Castanaceae, Hamamelidaceae, Acer, Tiliaceae; 24 — в том числе *Carpinus*; 25 — сумма пыльца Ericales; 26 — сумма пыльца типа Myricipitea и Extratrigopollenites

В Бельско-Рыбинской котловине бельская свита расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена тонкослоистыми алевритовыми глинами, чередующимися с мощными пачками бурого гумусового угля, тонко- и мелкозернистыми песками и очень редко галечниками.

Верхняя подсвита в литологическом и фациальном отношении более однообразна. Она представлена линзовидным чередованием высокодисперсных пластичных глин бейделлитово-монотермитового состава с отдельными прослоями более грубых алевритистых, преимущественно каолинитовых и монотермитовых глин. Отложения бельской свиты не содержат фауны и возраст их определяется на основании большого количества (более 200) послойных спорово-пыльцевых анализов, остатков листовой флоры, ископаемых плодов и древесин.

Из разрезов Бельско-Рыбинской впадины В. И. Барановым и В. Н. Васильевым описано большое количество плодов водяного ореха *Trapa praerosica* V. Vassil., *T. cf. bispinosa* Roxb., *T. baranovii* V. Vassil., *T. bogolepovii* Баранов., а также вайи *Taxodium* sp. и плоды *Carpolithus angarensis* Ваганов. и *Nyssa* sp.

Из тех же отложений в районе с. Мотыгино и Тасеевской котловины П. И. Дорощевым определены *Cardesia proventitia* Nikitin., *Salvinia sibirica* Dorof., *Carex* sp., *Decodon gibbosus* E. M. Reid, *D. globosus* (Reid) Nikitin, *Didadocarya menzelii* E. M. Reid, *Hypericum coriaceum* Nikitin.

Среди многочисленных остатков ископаемых древесин, собранных из различных районов распространения свиты, В. Д. Нащекиным описаны *Cupressinoxylon canadensis* (Schtröt.) Kraus., *Pinoxylon cembraeformis* Rosler., *Ulmium palibinii* Jarm. Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из разрезов Бельско-Рыбинской котловины и смежных районов Западно-Сибирской низменности и представленные на диаграмме (рис. 56), подтверждают двухчленное деление свиты и позволяют датировать ее средним — верхним олигоценом. Они отражают эпоху пышного развития и последующей деградации широколиственно-хвойной растительности «тургайского типа» и соответственно параллелизуются нами с тургайским и аквитанским флористическими комплексами В. С. Корниловой (1955) и с некрасовской свитой И. Г. Зальцмана (1957), возраст которой, вероятно, не выходит за пределы верхнего олигоцена.

НЕОГЕН

Кирнаевская свита выделена в 1951 г. К. В. Боголеповым. Она пользуется наиболее широким распространением в приангарской части Енисей-

ского края, на междуречье Енисея, Тасеевой и Ангары, на водоразделе рек Черной и Рыбной и в виде отдельных пятен сохраняется в бассейнах рек Большой и Малой Муружной и Петрищевой. К этой же

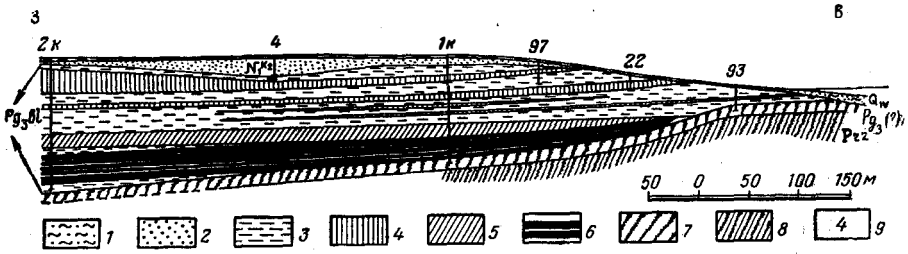


Рис. 55. Геологический разрез центральной части Бельско-Рыбинской котловины вблизи пос. Бельского

1 — суглинки покровные; 2 — пески, галечники, глины серые, преимущественно каолиновые; 3 — аргиллиты; 4 — глины синие, преимущественно бейделитовые; 5 — алевриты глинистые, тонкослоистые; 6 — бурые угли; 7 — кора выветривания глинистых сланцев; 8 — глинистые сланцы; 9 — номера буровых скважин

А

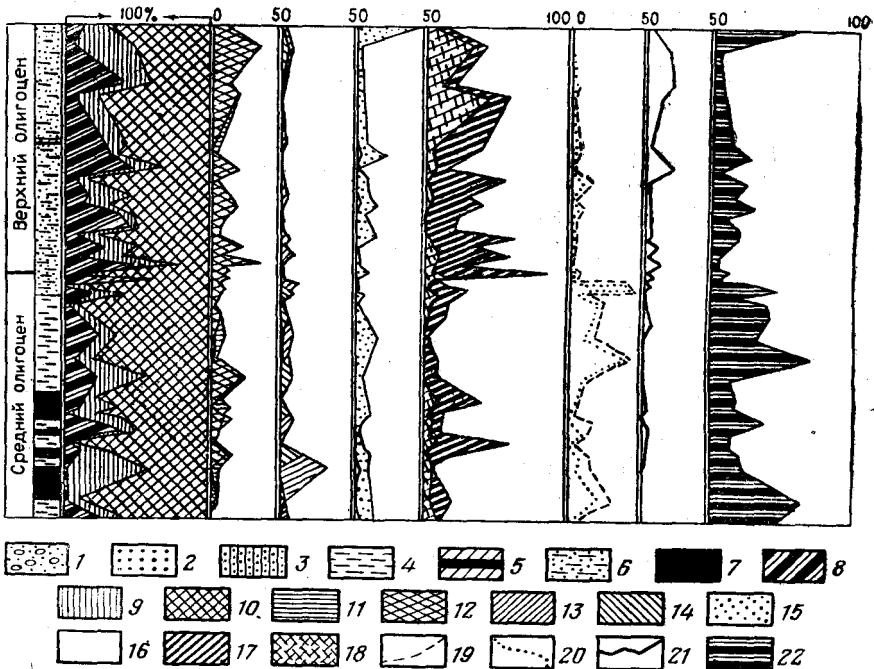


Рис. 56. Диаграмма спорово-пыльцевых спектров бельской свиты (А. По скважине 1 — галечники; 2 — пески и алевриты; 3 — песчаники и алевролиты; 4 — глины тонкие и синие; голосеменные; 10 — сумма пыльцы покрытосеменных; 11 — сумма пыльцы Pinaceae; 12 — в том числе пыльцы Juglandaceae; 16 — в том числе Pterocarya sp.; 17 — сумма пыльцы Betulaceae; 18 — в том числе растений; 22 — сумма пыльцы широколиственных, в том числе Juglandaceae,

свите, по-видимому, относятся и песчано-галечные породы, развитые в Южно-Енисейском крае, в пределах предполагаемой С. Г. Мирчинк (1947) древней долины между средним течением р. Малой Весниной на юге и верховьями р. Островной на севере.

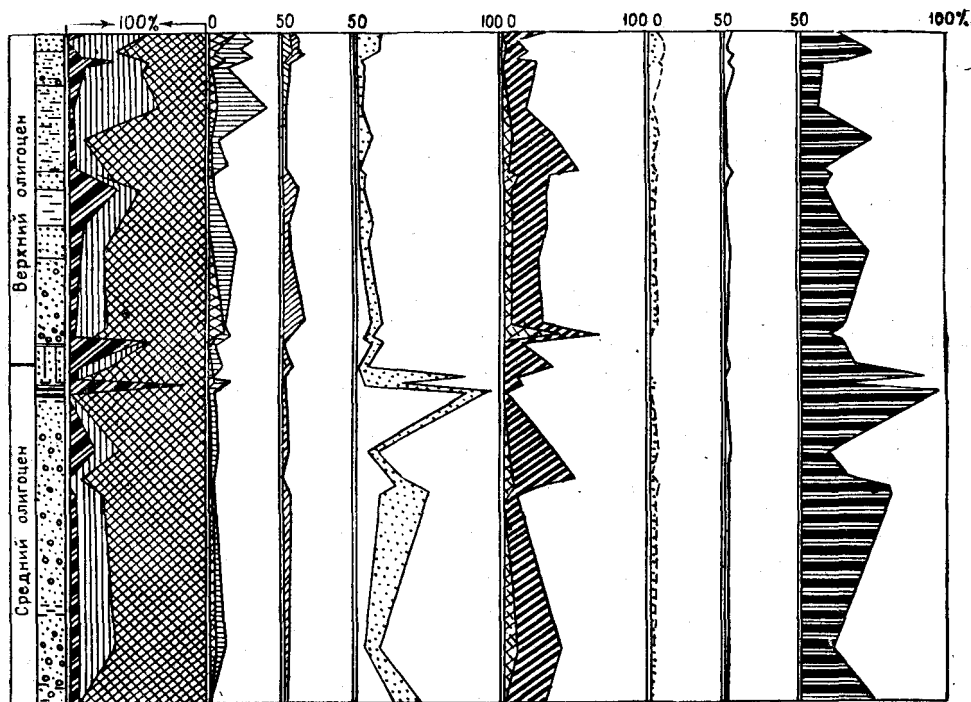
В древних котловинах Приангарья кирнаевская свита налегает с размывом на бельскую. Распространяясь на область современных водораздельных пространств, она залегает на породах докембрийского фундамента.

Отложения кирнаевской свиты представлены разнозернистыми слабосортированными «мучнистыми» глинистыми песками, с маломощными прослоями белых, серых и охристо-желтых глин и горизонтами галечников, железистых конгломератов и песчаников. В песках содержатся многочисленные стяжения бурого железняка.

В отличие от отложений мурожинской свиты, образовавшихся за счет размыва и переотложения продуктов выветривания пород Енисейского кряжа, галечники кирнаевской свиты в значительной мере состоят из галек саянских пород.

Совершенная окатанность гравийно-галечного материала указывает на их привнесенный характер.

Б



№ 2 в Бельско-Рыбинской котловине; Б. По скважине № 2 в Кемском прогибе)

5 — глины углистые; 6 — глины алевритистые; 7 — угли бурые; 8 — сумма спор; 9 — сумма пыльцы числа Taxodiaceae; 13 — сумма пыльцы Taxodiaceae, Cupressaceae; 14 — в том числе Taxodiaceae; 15 — сумма *Betula* sp.; 19 — сумма пыльцы Fagaceae; 20 — в том числе *Castanea* sp.; 21 — сумма пыльцы травянистых *Carpinus*, Fagaceae, Ulmaceae, Moraceae, Liquidambar, Acer, Tilia, Fraxinus

Породы принадлежат преимущественно русловым фациям крупных речных артерий. По составу они близки к аллювиальным галечникам нижележащей бельской свиты и без тщательного анализа не всегда от них отличимы. Мощность кирнаевской свиты достигает 40 м.

Нижний возрастной предел образования кирнаевской свиты определяется налеганием ее после перерыва в осадконакоплении на верхне-олигоценые отложения верхнего горизонта бельской свиты. В свою очередь кирнаевская свита покрывается красноцветными песчано-глинистыми отложениями, которые мы по аналогии со смежными регионами относим к плиоцену.

Кирнаевский спорово-пыльцевой комплекс, выделенный П. А. Поповым и К. В. Боголеповым (1955), по сравнению с комплексом бельской свиты характеризуется обедненным составом пыльцы покрытосеменных. В нем отсутствуют многие теплолюбивые формы. Единичные зерна Juglandaceae, *Fagus*, *Quercus*, *Magnolia*, *Tsuga* встречены только в нижних горизонтах свиты. В то же время значительно увеличивалось количество пыльцы травянистых, *Graminea*, *Saxifragaceae*, *Leguminosae* и *Carex*.

Спектры верхней части свиты характерны для растительности открытых степных пространств. Из пыльцы древесных пород в ней встречены только *Pinus*, *Abies*, *Betula* и *Alnus*. Это изменение пыльцевых спектров является следствием дальнейшей аридизации климата и остепнения больших пространств в миоценовое время. Оно очень характерно для миоценовых комплексов Западной Сибири, Казахстана и частично Европейской части СССР.

Относительная близость пыльцевых спектров нижних горизонтов кирнаевской свиты и верхней части бельской свиты, видимо, свидетельствует о недолгом перерыве в осадконакоплении и позволяет с наибольшим вероятием датировать кирнаевскую свиту первой половиной миоцена.

Отложения, подобные кирнаевским, известны в Прибайкалье, в Канско-Тасеевской депрессии, в пределах Сибирской платформы («покровные галечники»).

Асташевская свита была выделена К. В. Боголеповым (1957). Отложения ее широко развиты на Енисейском кряже. Они представлены красноцветными песчано-глинистыми осадками и слагают наиболее высокий террасовый уровень р. Ангары, а также распространяются на пониженные пространства водоразделов и прослеживаются в верхней части разреза древних эрозионных и тектонических котловин.

Красноцветные отложения асташевской свиты залегают на размытой поверхности кирнаевской свиты (Бельско-Рыбинская котловина), мурожинской свиты (Мало-Мурожинская котловина) и на породах докембрийского возраста.

Свита сложена охристыми и красновато-бурыми супесями, суглинками и песчанистыми глинами, переполненными гравием, галькой и обломками стяжений и корок лимонита и железистых песчаников. Преобладают аллювиальные фации мелких, периодически высыхавших водотоков, перегруженных обильным количеством делювиального материала. В составе галечников доминируют слабоокатанные интенсивно выветрелые породы Енисейского кряжа. Присутствие обломков лимонита, железистых песчаников и небольшого числа галек саянских пород объясняется размывом нижележащей кирнаевской свиты. Мощность отложений асташевской свиты не более 20 м.

Палеонтологических остатков в асташевской свите не встречено. Незначительное количество обнаруженных пыльцевых зерен не позволяет говорить о составе флоры, но свидетельствует о существовании во время отложения свиты степного ландшафта.

Красноцветные отложения, тождественные по своему составу, условиям формирования и положению в разрезе асташевской свиты Енисейского края, имеют широчайшее распространение на огромных пространствах Сибирского Зауралья и Центральной Азии. Они известны по работам К. В. Никифоровой на Урале и в Павлодарском Прииртышье. Г. Е. Быков и позднее В. В. Лавров отмечают их в Северном Казахстане и Тургае, В. Г. Лебедев — на Салаире, Е. М. Великовская — на Алтае, а также в зарубежной Азии, Монголии и Северном Китае. Среди этих толщ выделяются павлодарская свита Прииртышья или соответствующая ей нижняя красноцветная свита на Урале, Алтае и Салаире, охарактеризованные гиппарионовой фауной млекопитающих мио-плиоценового возраста, и верхняя красноцветная свита (селетинская в Северном Казахстане), содержащая хапрровский средне-верхнеплиоценовый комплекс фауны с лошадью *Stenon* и овернским мастодонтом.

В асташевской свите отсутствуют палеонтологические остатки и поэтому возраст ее определяется условно — по положению в разрезе. По аналогии с Сибирской платформой, где тождественные отложения, по данным Э. И. Равского (1959), слагают VIII террасу р. Ангары и в бассейне р. Нюи содержат остатки очень примитивного слона (*Elephas meridionalis?* — по Э. А. Вангенгейм), асташевская свита, видимо, эквивалентна верхней красноцветной свите плиоценового возраста.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

По данным Г. М. Покровского и Н. Н. Тазихина (1951 г.), Ю. П. Пармузина (1949 г.), М. Н. Благовещенской (1949 г.), Г. И. Кириченко (1955 г.) и Э. И. Равского (1957 г.), на Сибирской платформе устанавливаются довольно значительные площади развития третичных отложений. Они покрывают пониженные части водоразделов или выполняют отрезки древних долин. Литологические особенности и присутствие в отдельных разрезах растительных остатков и фауны позволяют наметить возраст этих пород и попытаться сопоставить их с более изученными третичными отложениями Енисейского края.

Палеоцен-эоценовые отложения. На основании литологического сходства с мурожинской свитой можно полагать, что наиболее древним компонентом третичной системы Сибирской платформы являются пестроцветные бокситоносные породы (междуречье Енда — Тонеуль).

Бокситоносные отложения залегают в карстовых воронках на известняках нижнекембрийского возраста и представлены линзовидными телами, включенными в толщу пестроокрашенных глин. Литологически они весьма близки к мурожинской свите Енисейского края. Как и на Енисейском крае, бокситоносные отложения ассоциируются с пестроцветной корой выветривания основных (траппы) изверженных пород и, по-видимому, являются продуктом ее переотложения.

Олигоцен-миоценовые и плиоценовые отложения. Более молодые третичные отложения, представленные преимущественно аллювиальными — русловыми, пойменными и озерными — осадками, отмечаются на большой территории от бассейна рек Чуны и Карабулы на юге до нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски на севере. Под названием «покровных галечников» они описаны М. Н. Благовещенской (1949) на водоразделах правых притоков рек Иркинеевой и Чадобца, Г. Ф. Лунгерсгаузен — в бассейне р. Коды, Г. И. Кириченко и Е. В. Тугановой (1955) — в верхнем течении рек Тэтэрэ и Ики на водоразделах между

ними, Ю. П. Пармузиным, Г. М. Покровским и Н. Н. Тазихиным (1951) — на обширной территории междуречий и долин рек Камо, Нембо и Подкаменной Тунгуски, вплоть до устья р. Чуни на севере. По-видимому, подобные же отложения установлены Г. Ф. Лунгерсгаузеном и затем описаны А. В. Григорьевым и соавторами (1951) в низовьях р. Подкаменной Тунгуски между устьями рек Земляной и Северной.

Большинство исследователей устанавливает приуроченность этих отложений к нижним частям современных водоразделов или к останцам древних долин, обычно соответствующих наиболее высоким террасовым поверхностям современной гидросети, в частности VIII и IX террасам рек Ии и Ангары (Равский и др., 1959).

Отложения древней эрозионной сети представлены перемежающейся серией песчанистых глин, косослоистых песков и галечников, местами связанных железистым цементом. Верхняя часть разрезов сложена бурыми, желтыми и красновато-оранжевыми глинами, содержащими значительное количество интенсивно-выветрелого гравийно-галечного материала. В нижних частях разрезов наблюдаются галечники с песчано-глинистым цементом, глины зеленовато-серых тонов, железистые песчаники или отбеленные пески, содержащие конкреции и корки лимонита, линзы оолитовых бурых железняков (низовья р. Пуни, верховья р. Тэтэрэ) и остатки обуглившихся или замещенных сидеритом ископаемых древесин.

Весьма характерным является состав галечников. В основной массе они хорошо окатаны и представлены комплексом пород, чуждых Сибирской платформе и, видимо, имеющих саянское или байкало-патомское происхождение. Изучение галек, приведенное рядом исследователей (Кириченко и Туганова, 1955) указывает на единообразие их петрографического состава для различных районов Сибирской платформы, на их тождественность с галечниками кирнаевской и частично ашашевской свит Енисейского края.

Среди галек преобладают устойчивые породы: жильный кварц, кварциты, кислые эффузивы типа ортофиринов, альбитофиринов, фельзит-порфиринов и щелочных липаритов и их туфов, кремнистые породы типа яшм. Реже встречаются гальки интрузивных пород — гранитов, аплитов, кварцевых диоритов, — кристаллических сланцев докембрийского метаморфического комплекса. В отдельных горизонтах содержание галек пород саянского или байкало-патомского происхождения достигает 90%. Гальки местных пород содержатся в подчиненном, но, по-видимому, возрастающем вверх по разрезу количестве. Они подвергались интенсивному выветриванию и представлены известняками и песчаниками нижнего палеозоя и перми, а также основными туфами и диабазами триаса.

Возраст «покровных галечников» Сибирской платформы трактуется в широких пределах. Ф. Ф. Ильин, описавший «покровные галечники» в бассейне р. Тэтэрэ под названием накорской толщи, и Г. И. Кириченко (1955) датируют их юрой и допускают водно-ледниковое (?) их происхождение. Г. Ф. Лунгерсгаузен по аналогии с Южным Уралом (долина р. Белой) считает возможным отнести часть галечников древней гидрографической сети к верхам мезозоя; аналогичные же отложения, приуроченные к наиболее высоким террасовым уровням современных долин, он относит к верхнетретичному — нижнечетвертичному времени. М. Н. Благовещенская склонна признавать третичный возраст

данных отложений. Еще более уверенно их третичный возраст признают Н. Н. Тазихин и Г. М. Покровский.

Э. И. Равский, М. Н. Алексеев и Н. С. Чеботарева (1957) выделили аналогичные толщи на наиболее высоких террасовых уровнях в среднем течении р. Ангары и в верхнем течении рек Нижней и Подкаменной Тунгусок. «Белоцветные» аллювиальные отложения с преобладанием устойчивых компонентов в галечнике и шлихе они датируют неогеном, а «красноцветные» отложения VIII террасы р. Ангары, подвергшиеся гидрослюдисто-монтмориллонитовому выветриванию — эоплейстоценом.

Таким образом, в вопросе о возрасте «покровных суглинков» Сибирской платформы среди исследователей существуют расхождения. Сторонниками юрского возраста этих отложений являются Г. И. Кириченко и Е. В. Туганов.

При признании юрского возраста галечников они руководствуются, во-первых, общими геотектоническими соображениями, основанными на предположениях Т. Н. Спизарского и В. Л. Масайтиса (1955) о существовании Вилуйско-Ангарского мезозойского прогиба, в пределах которого в юрское время формировались континентальные осадки, сохранившиеся в виде останцев на современных водоразделах, и, во-вторых, данными спорово-пыльцевого комплекса аллювиальных песков, в составе которого установлены *Bennettitales*, *Cycadales*, *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Picea*, *Pinus* подрода *Haploxyton*, *Podozamites*, *Lebachia*, *Selaginella*, *Osmunda*, *Leiotriletes*, *Filicales*.

Следует отметить, что аллювиальные галечники толщи, насыщенные обломочным материалом саянского или байкало-патомского происхождения, широко развиты на водоразделах рек Катанги и Нижней Тунгуски, значительно севернее предполагаемого В. Л. Масайтисом и Г. И. Кириченко прогиба. Это дает основания ставить под сомнение либо существование в юрское время Ангаро-Вилуйского прогиба, либо юрский возраст данных пород.

Приведенные данные спорово-пыльцевого анализа также недостаточно доказывают юрский возраст «покровных галечников». Как видно из опубликованного Г. И. Кириченко (1955) краткого списка флоры, состав спорово-пыльцевого комплекса эклектичен. В нем принимают участие и пермские формы (*Lebachia*) и формы, встречающиеся как в юрских, так и в нижнемеловых толщах (*Ginkgo*, *Podozamites*), а также формы, свойственные меловым и третичным отложениям (*Pinus* подрод *Haploxyton*). Наиболее реально, что микроспоры этого комплекса, к тому же выделенного из единичного образца, являются переотложенными и поэтому не могут служить доказательством возраста вмещающих осадков, а указывают лишь на вероятные области сноса. Зараженные переотложенными спорами и пыльцевыми зернами аллювиальных и особенно русловых осадков — явление широко распространенное.

Предположению о среднеюрском возрасте песчано-галечных пород р. Тэтэрэ противоречит также олигомиктовый, преимущественно кварцевый состав песков с преобладанием устойчивых минералов тяжелой фракции, между тем как юрские отложения смежных областей характеризуются полимиктовостью и слабой степенью выветрелости терригенного материала. По петрографическому составу галечников и комплексу тяжелых минералов отложения района р. Тэтэрэ весьма близки к кирнаевской свите Енисейского края, третичный возраст которой определен достаточно надежно.

Результаты спорово-пыльцевых анализов, приведенные в работах М. Н. Благовещенской, Г. М. Покровского, Э. И. Равского и А. В. Григорьева, также подтверждают третичный возраст преобладающей части «покровных галечников». По составу флоры спорово-пыльцевые спектры могут быть разбиты на две группы: нижняя группа отвечает олигоцену или олигоцен-миоцену, верхняя — плиоцену.

Первая группа спорово-пыльцевых спектров, близкая к верхам бельской свиты или нижним горизонтам кирнаевской свиты Енисейского кряжа, установлена С. А. Абрамовой в серых глинах, вскрытых в долине р. Чивиды. В ее составе отмечается пыльца *Pinus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Corylus*, *Betula*, *Alnus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Fagus*, *Quercus*, *Castanea*, *Ulmus*, *Tilia*.

В отложениях того же района С. Н. Наумовой обнаружена пыльца *Pterocarya*.

В кварцевых песках, развитых на водоразделе рек Нембы и Ямболака, А. Н. Сладковым установлена пыльца *Tsuga*, *Pterocarya* и *Juglans*, позволившая ему датировать эти отложения олигоцен-миоценом.

В перемежающейся серии лесков, галечников и глин в районе приустьевой части р. Подкаменной Тунгуски, по данным Г. Ф. Лунгерсгаузена, обнаружен пыльцевой комплекс с *Tsuga*, *Quercus*, *Acer*, *Liquidambar*, не вызывающий сомнений в третичном (олигоценном) возрасте осадков.

В более высоких горизонтах разрезов покровных толщ Сибирской платформы, которые, по-видимому, соответствуют плиоценовым отложениям смежных районов, устанавливаются обедненные спорово-пыльцевые комплексы, лишенные теплолюбивых широколиственных форм и содержащие наряду с пыльцой древесных пород *Picea*, *Pinus*, *Abies* и *Betula* значительное количество пыльцы травянистых и сухостепных растений *Graminea*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Rosaceae*, *Ericaceae*, *Polygo-paseae* и др.

В отложениях этой возрастной группы пород, которые отвечают VIII террасе р. Ангары, найдены сильноминерализованные остатки гигантского оленя, относящиеся, по данным В. И. Громова, к нижнечетвертичному или даже неогеновому времени. Подтверждением третичного возраста этих пород служит и находка в красноцветных отложениях р. Нюи остатков очень примитивного слона (*Elephas meridionalis* (?), по Э. А. Вангенгейм).

На Сибирской платформе, как и на Енисейском кряже (Боглепов, 1955), на верхние горизонты покровных песчано-галечных отложений наложилась красноцветная кора выветривания, с типичной для нее ассоциацией глинистых минералов (монтмориллонит, вермикулит, гидрослюда). Значительная выветрелость и залегание этих отложений на водоразделах и склонах долин выше заведомо четвертичных пород, а также присутствие в них указанных органических остатков — все это позволяет с достаточной уверенностью датировать их плиоценом.

Мнение Э. И. Равского (1959) об эоплейстоценовом возрасте красноцветных отложений бассейна р. Ангары и соответствующих отложений других районов Сибирской платформы, по-видимому, обусловлено новым взглядом на границу третичного и четвертичного периодов; согласно которому верхний плиоцен (виллафранк — ачкагыл и апшерон) включен в четвертичную систему (Громов, 1957).

Приведенные материалы позволяют сделать вывод, что в составе «покровных» отложений Сибирской платформы широко развит комплекс

третичных осадков, отдельные горизонты которых являются стратиграфическими эквивалентами олигоцен-миоценовых отложений Енисейского края и прилегающих областей Западно-Сибирской низменности.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В приенисейской части Западно-Сибирской низменности третичные отложения установлены на Кеть-Енисейском междуречье (Лебедев, 1938; Нагорский, 1939), на водоразделе рек Чулым и Четь и на южном склоне Чулымской синеклизы. В составе третичных отложений устанавливаются те же стратиграфические горизонты (свиты), которые выделены на Енисейском крае, хотя в отдельных случаях они имеют специфические особенности, связанные с формированием в иной структурно-фациальной обстановке.

ПАЛЕОГЕН

Мурожнинская свита палеоцен-эоценового возраста условно объединяет пестроцветные отложения, распространенные на р. Темной и близ с. Казачинского (Нагорский и Свинцова, 1939). Эти отложения представляют собой останец, сохранившийся от размыва в небольшой эрозионной впадине. Залегают они на коре выветривания докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов и покрываются галечниками третичного и четвертичного возраста.

В составе отложений преобладают песчанистые и алевритовые глины кирпично-красной, охристой, фиолетовой и зеленоватой окраски, переслаивающиеся со светло-серыми каолиновыми алевролитами и линзами оолитового бурого железняка и сидерита.

Возраст этих отложений ранее предполагался как апт (?) - альбский; они рассматривались в качестве краевой фации кийской свиты. Однако сходство условий образования, тождественность минералогического состава с мурожнинской свитой Енисейского края и залегание в поле развития третичных отложений позволяют с большей вероятностью отнести их к палеоцен-эоценовой формации. Отсутствие органических остатков не дает возможности определить стратиграфическое положение этой толщи более точно.

Отложения бельской свиты установлены в бассейне р. Кеми. Впервые И. В. Лебедев (1938) выделил их под названием еланской свиты, при этом в состав ее он ошибочно включил также породы верхнетретичного и мелового возраста. Впоследствии данные отложения изучал М. П. Нагорский (1939), выделивший их в вараковскую свиту, А. Р. Ананьев (1948), описал третичную флору с рек Кеми и Галкиной.

Бурением на междуречье Большой Кети и Енисея установлено, что в вараковскую свиту были объединены разновозрастные толщи. В качестве литотипа свиты М. П. Нагорский описал песчано-галечные отложения у д. Вараковской, которые относятся к неогену (кирнаевская свита) и залегают с размывом на средне-верхнеолигоценных отложениях, погруженных на этом участке значительно ниже уреза р. Кеми. Возраст же вараковской свиты был определен по остаткам флоры из горизонтов у д. Михайловской, действительно принадлежащих к олигоцену.

Эти отложения в связи с одновозрастностью их с третичными отложениями Енисейского кряжа именуется в дальнейшем бельской и кирнаевской свитами.

На междуречье Большой Кети и Енисея, в зоне сопряжения докембрийских структур Енисейского кряжа с Западно-Сибирской плитой, бельская свита приурочена к субмеридиональному Кемскому прогибу. В осевой части прогиба, около д. Вараковской (рис. 57), она погружена на глубину до 280 м и имеет мощность около 220 м. К северу и югу от центральной зоны прогиба она выходит на поверхность и обнажается на склонах водоразделов и в цоколе террас.

Отложения бельской свиты трансгрессивно залегают на различных горизонтах докембрийских, палеозойских и мезозойских отложений и, как и в разрезах Енисейского кряжа, покрываются песчано-галечными отложениями кирнаевской свиты или галечниками высоких четвертичных террас.

В отличие от озерно-болотных фаций межгорных котловин Енисейского кряжа весь разрез бельской свиты представлен отложениями крупной речной артерии с циклическим чередованием русловых галечников и песков с пойменными песчанистыми алевролитами и глинами, насыщенными растительным детритом и обломками древесин. В галечниках кемских разрезов наряду с обилием «космополитической» гальки кварцевых и кремнистых пород широко представлены кислые эффузивы «сааянского» типа, свидетельствующие о притоке терригенного материала не только с Енисейского кряжа, но и с горных сооружений южного обрамления низменности.

Аллювиальные условия накопления осадков определили существенно иной состав аутигенных минералов бельской свиты. В ней в отличие от отложений Енисейского кряжа отсутствует бейделлит и лишь в незначительном количестве среди пойменно-старичных осадков присутствуют марказит и пирит. Железо содержится в форме гидроокислов, в виде конкреций бурого железняка или слабого цемента песчаников и алевролитов.

В нижних горизонтах бельской свиты в районе д. Михайловской Г. Ф. Сотниковой и А. Р. Ананьевым (1948) установлены следующие типичные для среднего олигоцена Тургайской ботанической провинции остатки листовой флоры: *Liquidambar europaeum* A. Br., *Ulmus pseudoamericana* Les g., *Salix varians* Goerr., *Carpinus grandis* Und., *C. multinervis* Chachl., *Fagus antipovii* Hr., *F. cordifolia* Hr., *Dryophyllum* sp., *Juglans* aff. *acuminata* A. Br., *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *P. castaneafolia* Goerr., *P. lingulata* Goerr.

В том же районе близ д. Соболевской в основании свиты А. Р. Ананьев установил отпечатки *Laurus primigenia* Ung., которые наряду с остатками *Magnolia primigenia* Und., *Ilex* sp. указывают на существование в нижнем горизонте свиты элементов жестколистной флоры.

На основании этих находок А. Р. Ананьев предполагает эоценовый возраст отложений, содержащих флору. Однако полная литологическая тождественность с вышележащими толщами и отсутствие перерыва в осадконакоплении между отложениями с михайловской среднеолигоценовой флорой и данным горизонтом с *Laurus*, а также присутствие пыльцы дуба и магнолии в спорово-пыльцевых спектрах нижних горизонтов бельской свиты при общем «тургайском» облике спектров противоречат мнению А. Р. Ананьева. Более вероятно, что нижние слои

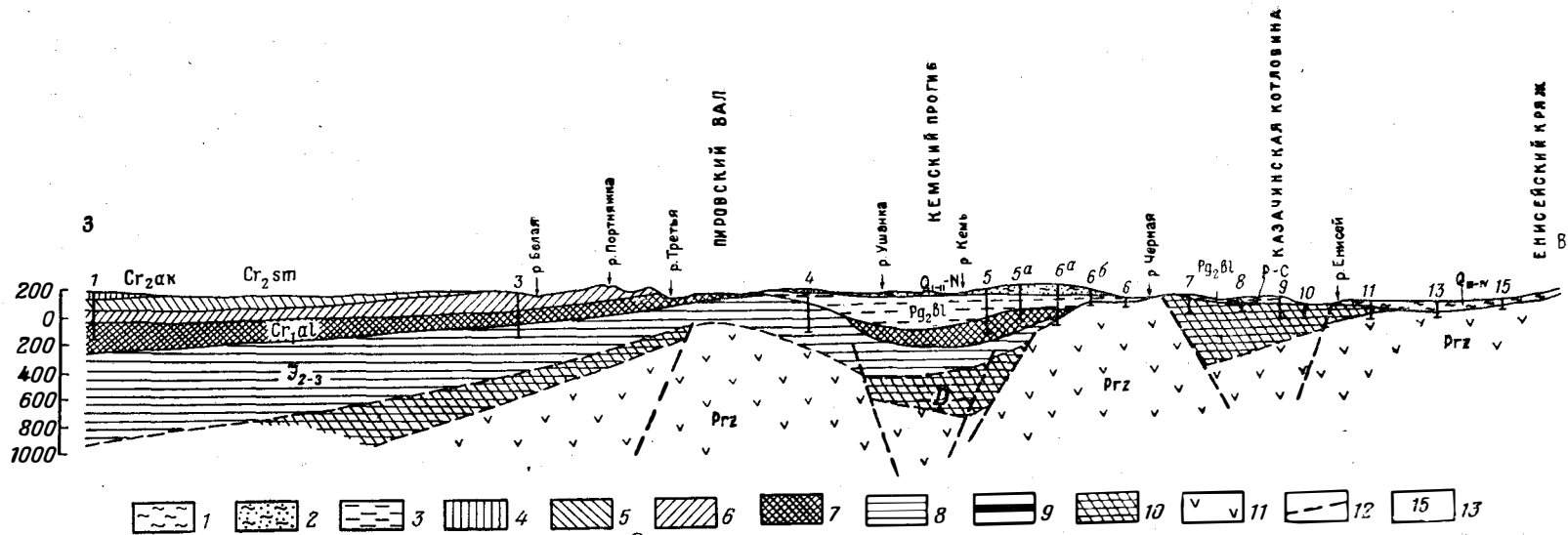


Рис. 57. Геологический разрез от западного склона Енисейского кряжа до р. Большой Кеты
(Составил К. В. Боголепов)

1 — четвертичные отложения; 2 — нерасчлененные отложения четвертичного и неогенового возраста; 3 — бельская свита средне-верхнеолигоценового возраста; 4 — большешетская свита сенонского возраста; 5 — симоновская свита сеноман-туронского возраста; 6 — кийская свита апт(?)—альбского возраста; 7 — илекская свита неокомового возраста; 8 — нерасчлененные отложения средне-верхнеюрского возраста; 9 — отложения пермо-карбонного возраста; 10 — отложения девонского возраста; 11 — породы докембрийского возраста; 12 — предполагаемые разломы; 13 — номера буровых скважин

бельской свиты в разрезе у д. Соболевской соответствуют самым верхам нижнего олигоцена или низам среднего олигоцена.

В разрезе бельской свиты в Кемском прогибе (на глубине от 128 до 173 м) определены следующие плоды и семена: *Salvinia* sp., *Picea* sp., *Barix* sp., *Carex* sp., *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Liriodendron aptera* G. et E. M. Read., *Vitia* sp., *Rubus* sp., *Actinidia* sp., *Decodon gibbosum* E. M. Read (масса плодов и семян), *Aralia* sp. По заключению П. И. Дорофеева, они относятся к верхнему олигоцену, хотя не исключена вероятность и нижнемиоценового возраста.

Из параллельных диаграмм спорово-пыльцевых спектров бельской свиты Кемского прогиба (см. рис. 55) видно большое сходство растительности и тождественность динамики изменения пыльцевых спектров в разрезах Кемского прогиба и Бельско-Рыбинской котловины. Отличием комплекса Кемского прогиба является более высокое содержание пыльцы семейства Juglandaceae и соответственно меньшее количество пыльцы Fagaceae, видимо свидетельствующее не о возрастных, а о фациальных и экологических различиях. Весьма характерно, что и в составе листовой флоры р. Кемь, средне-верхнеолигоценовый возраст которой не вызывает сомнения, весьма широко развиты виды Juglandaceae.

Аналогичными сероцветными аллювиальными и пойменно-болотными отложениями, насыщенными растительным детритом и обломками лигнитизированных древесин, представлена бельская свита и на приподнятых водоразделах южного склона Чулымской впадины, где она сохранилась в виде отдельных пятен.

НЕОГЕН

Отложения неогенового возраста на восточной окраине Западно-Сибирской низменности изучены весьма слабо и поэтому выделяются по аналогии с Енисейским кряжем. Они представлены песчано-галечными породами кирнаевской свиты и красноцветными мергелистыми глинами асташевской свиты.

Кирнаевская свита пользуется широким распространением в центральной части Кемского прогиба, где она, как и на западном склоне Енисейского кряжа, с размывом налегает на бельскую свиту.

Литологический состав кирнаевской свиты Кемского прогиба также тождествен составу одноименной свиты Енисейского кряжа. Он отличается лишь несколько более совершенной сортировкой материала, меньшим содержанием «мучнистой» глинистой примеси и более высокой насыщенностью галькой, состоящей, как и на Енисейском кряже, преимущественно из пород Саянской питающей провинции.

Органических остатков в кирнаевской свите на Кемь-Енисейском междуречье не установлено. По положению в разрезе и по аналогии с соответствующими толщами Бельско-Рыбинской котловины она условно датируется миоценом.

Аналогом асташевской свиты Енисейского кряжа, видимо, являются красноцветные и буроцветные мергелистые глины, установленные М. П. Нагорским (1939) в районе междуречья Малого Кемчуга и Енисея. Слабая изученность этих отложений и отсутствие в них палеонтологических остатков позволяют лишь сугубо предположительно параллелизовать их с плиоценовыми красноцветными отложениями Енисейского кряжа и Сибирской платформы.

ОБЩАЯ СВОДКА

Начиная с датского времени вслед за регрессией моря, занимавшего в сантоне и кампан-маастрихте западную окраину Енисейской впадины, на территории Красноярского края устанавливается стабильный континентальный режим.

Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности, являвшаяся в течение всего мелового периода областью аккумуляции мощной серии прибрежно-морских, лагунных и континентальных осадков, накопившихся за счет размыва Сибирской платформы и складчатых сооружений Енисейского кряжа и Саяна, в третичное время, по-видимому, спаялась со структурами обрамления и испытала преимущественное поднятие. Область аккумуляции сместилась на запад, и третичные отложения в виде сплошного покрова накапливались в центральной части Западно-Сибирской низменности к западу от границ Красноярского края.

На Сибирской платформе, Енисейском кряже и на восточной окраине Западно-Сибирской низменности маломощные отложения накапливались в отдельных эрозионных долинах. Лишь в середине олигоцена формируется система тектонических впадин и прогибов, протягивающаяся в виде полосы широтного направления от верховьев р. Сочур, через Кеть-Енисейское междуречье и низовье р. Ангары до восточной окраины Енисейского кряжа. В этой зоне мощность третичных осадков достигает более 100 м.

Изучение третичных отложений Красноярского края и сопоставление их с отложениями смежных районов (табл. 13) позволяют установить три крупных тектоно-климатических этапа в развитии страны. Этим этапам соответствует образование бокситоносной формации в палеоцен-эоцене, углисто-сидеритовой формации в среднем — верхнем олигоцене и красноцветной монтмориллонитово-мергелистой формации в мио-плиоцене.

В комплексах континентальных фаций, несколько видоизменяясь в зависимости от конкретной структурной обстановки (направленности и амплитуды тектонических движений), выделенные формации прослеживаются через всю Центральную и Западную Сибирь — от Сибирской платформы на востоке до Казахского нагорья, Тургая и Восточного Зауралья на западе. Тожественная литохимия континентальных осадочных толщ свидетельствует о существовании на этой громадной территории близких климатических и тектонических условий (Великовская, 1955; Лавров, 1956, 1957; Боголепов, 1958).

В начале палеогена вслед за пенепленизацией горных сооружений Енисейского кряжа и формированием каолинитово-латеритной коры выветривания устанавливается фаза тектонических поднятий и омоложения рельефа Енисейского кряжа и сопредельных частей Сибирской платформы. В образовавшейся системе эрозионных и карстовых впадин происходит накопление пестроцветных осадков мурожинской свиты — продуктов размыва и переотложения датско-палеоценовой коры выветривания.

Этот период, охватывающий значительный отрезок времени от дания до эоцена включительно, характеризуется относительно сухим «среднеземноморским» климатом, близким к субтропическому.

Лишь для верхних горизонтов мурожинской свиты данные спорово-пыльцевых анализов указывают на смену аспектов ксенофильных

Схема корреляции палеогеновых отложений Красноярского края и смежных районов

Система	Отдел, подотдел	Енисейский кряж	Сибирская платформа	Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности	Усть-Енисейская впадина	Хатангская впадина	Южная часть Западно-Сибирской низменности (по И. Г. Зальцман)	Арало-Тургайская равнина (по В. В. Лаврову)
Неогеновая	Плиоцен	Асташевская свита	Красноцветные песчано-галечные и глинистые отложения среднего течения р. Ангара и Ангаро-Катангского междуречья	Красноцветные известковистые глины междуречья Кемчуга и Енисея	Морские верхнетретичные отложения (?)		Павлодарская свита	Павлодарская свита
	Миоцен	кирнаевская свита приангарской части Енисейского кряжа		Кирнаевская свита междуречья Кети и Енисея			Пески с галечниками и углистыми прослоями бассейна р. Анабара (р. Поперечная)	Таволжанская свита
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	„Покровные галечники“ Ангаро-Катангского междуречья, бассейна р. Карабуллы, среднего течения р. Подкаменной Тунгуски	Бельская свита междуречья Кети и Енисея и бассейна р. Четь	Пески с прослоями алевролитов и лигнитизированной древесины северного Гыданского полуострова		Некрасовская свита	Индрикотериевая свита
		Средний						
		Нижний						
Меловая	Эоцен	Мурожнинская свита	Песчано-глинистые отложения бассейна р. Каменки	Пестроцветные песчано-глинистые отложения р. Темной (Кемь-Енисейский водораздел)	Пестроцветные пески бассейна р. Соленой		Люлинворская свита	Саксаульская свита
	Палеоцен						Ключевская свита	Лялинская свита
Меловая	Датский	Углистые глины верховьев р. Мурожной		Сымская свита				

субтропических жестколиственных лесов и кустарников широколиственными лесными ассоциациями с преобладанием в их составе листопадных «тургайских форм». Естественно предполагать, что эпоха увлажнения климата вследствие оживления деятельности поверхностных и грунтовых вод и начавшегося процесса оподзоливания была исключительно благоприятной для размыва и деградации латеритной коры выветривания.

Отложения нижнего олигоцена широко представлены в центральных и южных районах Западно-Сибирской низменности осадками Чеганского (Тавдинского) моря. Эквивалентные им континентальные осадки на территории Красноярского края неизвестны. По-видимому, в эту эпоху происходит дальнейшее выравнивание страны и формирование отбеленной каолиново-гидрослюдистой коры выветривания, остатки которой установлены на Енисейском кряже в основании разрезов среднего — верхнего олигоцена (Боголепов, 1955).

В следующий этап — от среднего олигоцена до миоцена — в условиях влажного умеренного, типично гумидного климата на поверхности Сибирской платформы и в прилегающих областях Западно-Сибирской низменности в широко разветвленной речной сети накапливаются песчано-галечные отложения, содержащие прослои железистых песчаников и конгломератов и многочисленные стяжения бурого железняка. В это же время в замкнутых межгорных котловинах приангарской части Енисейского кряжа формируются мощные толщи болотных и озерных осадков с вивианитом, сидеритом и промышленными скоплениями бурых углей и огнеупорных каолиновых и бейделлитовых глин. Отложения, относящиеся к той же углисто-каолиновой формации, протягиваются широкой полосой через весь юг Западно-Сибирской низменности, где они представлены угленосными осадками некрасовской свиты. В Тургае и Восточном Зауралье они выделяются в индрикотериевую и тургайскую свиты.

Основной питающей провинцией при формировании песчано-галечных толщ Сибирской платформы в приенисейской части Западно-Сибирской низменности служили складчатые сооружения Байкало-Патомского нагорья и Саяна и лишь незначительная часть глубоко выветрелого обломочного материала сносилась с выровненной поверхности Енисейского кряжа.

В среднем олигоцене центральные районы Красноярского края были покрыты мезофильной широколиственной лесной растительностью, весьма характерной для Тургайской ботанической провинции (Боголепов, 1955). Лишь в верхнем олигоцене и миоцене в связи с начавшимся иссушением и похолоданием климата растительность «тургайского типа» постепенно уступает место мелколиственным березово-сосновым лесам и травянистым ассоциациям открытых — остепненных пространств.

Третий этап в развитии страны сопровождался образованием красноцветных, в той или иной степени карбонатных, песчано-глинистых осадков мио-плиоценового возраста, венчающих разрез третичных отложений. Они представлены асташевской свитой Енисейского кряжа и ее аналогами на Сибирской платформе и юго-восточной окраине Чулымской синеклизы. Аналогичные отложения широко известны в предгорьях Алтая, на Салаире, в Прииртышье, на Казахском нагорье, на восточных склонах Урала (Великовская, 1955; Лебедев, 1950).

Красноцветная окраска пород, их карбонатность, преобладание монтмориллонитов в составе глин и, наконец, хотя и неполные, но

весьма существенные для понимания палеогеографической обстановки, данные спорово-пыльцевых спектров, характеризующихся незначительным содержанием пыльцы влаго- и теплолюбивых растений и преобладанием засухоустойчивых травянистых форм и форм березово-соснового редколесья — все это, по-видимому, свидетельствует о резко континентальных климатических условиях и развитии степного и лесостепного ландшафтов.

Географическое положение областей сноса и аккумуляции в это время несколько изменяется. Широкое развитие на Енисейском кряже делювиальных грубообломочных отложений, пространственно чередующихся с осадками слабых, пересыхающих водотоков, перегруженных обилием делювиального материала, указывает на значительное поднятие Енисейского кряжа, превратившегося в плиоцене в приподнятую горно-холмистую страну. Некоторое поднятие продолжает испытывать и приенейская часть Западно-Сибирской низменности. На ее поверхности отсутствуют сколько-нибудь мощные мио-плиоценовые отложения.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Красноярский край отличается большой протяженностью территории в меридиональном направлении и значительной изменчивостью климатических условий. Развитый здесь четвертичный покров чрезвычайно разнообразен. В северных частях края широко распространены морские, ледниковые и водно-ледниковые четвертичные отложения, на больших площадях развиты аллювиальные, аллювиально-озерные, озерные и лесовидные породы. В горных районах появляется сплошной или почти сплошной элювиально-делювиальный покров. В предгорных равнинах южной части края обнаруживаются и пролювиальные образования.

Положение подошвы и мощность четвертичного покрова весьма изменчивы. В зонах молодых опусканий — в пределах северной части Западно-Сибирской низменности и в Северо-Сибирской низменности — подошва четвертичных отложений опускается на 50—100, иногда на 150—170 м ниже уровня моря; мощность их доходит до 150—200 м, а местами, вероятно, и более. Напротив, в зонах молодых поднятий — на Средне-Сибирском плоскогорье, Таймыре, в южной части края — четвертичные отложения, за редкими исключениями, не спускаются даже в долинах ниже уровня современного эрозионного вреза; большинство речных террас является цокольными, водоразделы покрыты лишь маломощным преимущественно элювиально-делювиальным плащом.

Решением Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири от 1956 г. четвертичная система этой территории разделяется на четыре отдела: нижний, средний, верхний и современный.

Положение нижней границы четвертичной системы, особенно в условиях Красноярского края, остается весьма неопределенным. В южной части края известны отложения, которые могут быть как нижнечетвертичными, так и верхнеплиоценовыми. В северной части края из-за полного отсутствия плиоценовых отложений и крайней ограниченности находок нижнечетвертичных отложений вопрос о границе неогеновой и четвертичной систем пока не привлекает внимания. Все же и здесь встречаются породы, вопрос об отнесении которых к плиоцену или нижнечетвертичному отделу остается открытым.

По-видимому, наиболее объективными критериями для разграничения неогеновых и четвертичных отложений следует считать палеоклиматические признаки — ухудшение климата и влияние этого обстоятельства на процессы выветривания, осадконакопления и на растительный и животный мир. Именно это общее ухудшение климатических условий и повлекло за собой развитие ледников на севере Красноярского края и на Алтае в течение раннечетвертичной эпохи.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В пределах Таймырской складчатой области четвертичные отложения достаточно широко распространены. Они занимают преимущественно пониженные участки — долины рек, межгорные впадины и прибрежные зоны. Самыми древними отложениями являются образования максимального оледенения среднечетвертичной эпохи. Имеются также верхнечетвертичные и современные отложения. В. Н. Сакс (1953) предполагает существование на Северном Таймыре нижнечетвертичных отложений. К таким отложениям он относит валунные (ледниковые?) скопления и перекрывающие их среднечетвертичные морские отложения со своеобразной фауной (*Littorina saxatilis* Ol. и др.). Однако возраст этих образований пока остается еще неясным.

К среднечетвертичным ледниковым образованиям максимального оледенения обычно относят валуны гранитных и метаморфических пород, изредка встречаемые на эродированных поверхностях водоразделов на высотах до 500 м и реже более. По-видимому, остатками перемытой морены этого же оледенения являются и те скопления валунов и валунные суглинки, которые наблюдались под покровом вышележащих морских межледниковых отложений в низовьях р. Пясины, в районах нижних течений рек Убойной и Домбы по побережью Карского моря, на р. Каньонке на п-ове Челюскин и в других пунктах Таймырской складчатой области. Мощность этих отложений не превышает 10—15 м.

Верхнечетвертичные отложения Таймыра представлены морскими и аллювиальными межледниковыми, а также послеледниковыми морскими и озерно-аллювиальными образованиями. Морские и аллювиальные межледниковые отложения имеют ограниченное распространение. Они слагают незначительные участки по побережью моря Лаптевых и отчасти Карского моря, а также обнажаются по долинам некоторых крупных рек. Наиболее полные разрезы этих отложений констатированы в низовьях р. Енисея и на территории низменности, примыкающей с юга к Таймырской складчатой области. Здесь, по данным В. Н. Сакса (1953), в составе межледниковых отложений могут быть выделены (снизу вверх): 1) мессовская свита, образованная аллювиальными отложениями, перекрывающими размытые моренные образования максимального оледенения; 2) санчуговская свита, представленная морскими глинами, и 3) казанцевская свита, сложенная морскими песками. В пределах складчатой области межледниковые отложения в нижней части представлены суглинками, супесями, глинами, мелко- и среднезернистыми песками иногда с галечниками. Верхняя часть разреза, большая по объему, слагается серыми мелко- и среднезернистыми песками. Местами среди песков встречаются линзовидные скопления мелкой гальки и крупнозернистого песка, реже угольной крошки, как, например, на Восточном Таймыре. Отложения содержат достаточно

обильные остатки разнообразных моллюсков, частично принадлежащих к теплолюбивым бореальным и бореально-субарктическим формам: *Portlandia arctica* Gray, *P. lenticula* Moll., *Astarte borealis* Chemn., *A. montanica* Dillw., *Saxicava arctica* L., *Pecten islandicus* Mull., *Mytilus edulis* L., *Macoma calcarea* Chemn., *Mya truncata* L., *Balanus balanoides* L., *Turritella reticulata* Migh. et Adams. и др. Остатки фауны находят по окраине гор Бырранга на абс. отметках от 100—120 до 200—240 м. Мощность межледниковых морских отложений достигает 30—40 м и, возможно, более.

В долинах рек и в пониженных участках горного рельефа вышеопианные морские отложения перекрываются моренными и флювиогляциальными образованиями позднечетвертичного — зырянского оледенения. Большинство исследователей Таймыра считают, что это оледенение вначале, вероятно, покровное, на последних стадиях носило долинный характер. Иногда эти последние стадии зырянского оледенения выделяются в самостоятельное сартанское оледенение. Ледники зырянского оледенения двигались с Северного Таймыра в южном направлении через горы Бырранга. По выходы на низменность они соединялись. Ряд долин сохранили черты трогов. По долинам наблюдаются скопления моренного материала и конечноморенные гряды, сменяющиеся задровыми полями уже за пределами горной страны. Моренные отложения представлены темно-бурыми неслоистыми суглинками с большим количеством песка и гравия, а также грубого несортированного материала — щебня, гальки и валунов. Флювиогляциальные отложения состоят преимущественно из серых и желтовато-серых разнозернистых песков, чаще плохо сортированных и неяснослоистых с включениями щебня, гальки, гравия и реже валунов. В песках встречаются прослой супесей и суглинков. Мощность ледниковых отложений достигает 35—60 м и реже более. По побережью моря Лаптевых в районе бухты Марии Прончищевой среди этих отложений были встречены линзы погребенного льда.

За зырянским оледенением последовала новая (каргинская) трансгрессия моря. Она широко распространилась на площади пониженного рельефа Таймырского полуострова, охватив как побережье его, так и все депрессионные участки в пределах гор Бырранга. Отложениями этой трансгрессии слагаются морские террасы с отметками до 50—60 м, возможно, и более, а также синхронные им речные и озерные террасы высотой от 25—30 м и реже несколько более. Морские отложения каргинской трансгрессии по своему составу аналогичны межледниковым отложениям. Они представлены желтовато-серыми мелко- и среднезернистыми песками с линзами и прослоями суглинков, глин и галечников. Пески заключают остатки разнообразных пеллеципод, гастропод и других моллюсков. Такими же преимущественно песчаными породами с прослоями торфа и растительными остатками слагаются озерные и речные террасы. В каргинских отложениях встречаются остатки мамонта, иногда лошади и овцебыка. В конце каргинской трансгрессии произошло формирование надпойменной террасы высотой 10—12 м на р. Тарее, около 15 м на р. Нижней Таймыре и до 10—15 м на Восточном Таймыре.

Необходимо указать, что некоторыми исследователями, например В. Д. Дибнером, каргинская трансгрессия на Таймыре отрицается. Предполагается, что и на низких морских террасах мы видим межледниковые морские отложения, оставшиеся непокрытыми мореной по-

следнего оледенения вследствие слабого ее развития и появления больших масс мертвых льдов в конце зырянского оледенения. Береговая линия каргинского моря проходила, по мнению этих исследователей, севернее современного побережья Таймыра. Насколько основательна такая точка зрения, покажут дальнейшие исследования.

После некоторого климатического оптимума, присущего каргинскому времени, в пределах Таймыра, как и в других районах Арктики, произошло общее снижение температуры. С одной стороны, это предопределило появление инфильтрационных льдов в отложениях верхней части разреза каргинской террасы и, с другой стороны, развитие небольших ледников в наиболее высокогорных участках полуострова. Видимо, одним из таких еще сохранившихся ледников до настоящего времени является небольшой ледник Неожиданный, недавно открытый в районе истоков рек Жданова, Нюнькараку-Тари и Ключевки.

Современные отложения представлены рыхлыми песчано-глинистыми породами с галечниками и валунами. Они являются преимущественно продуктом перемыва более древних четвертичных отложений и лишь частично образовались за счет разрушения более древних коренных пород. Ими слагаются пойменные речные террасы и морские террасы с абсолютными отметками до 5—8 м, а также пляжи, многочисленные косы и низменные острова по побережью моря и в районе Таймырского озера. Этими же отложениями выполнены заболочиваемые озера, располагающиеся на различных гипсометрических уровнях. К современным образованиям следует относить и скопления элювиального и делювиального материала. На водоразделах элювий характеризуется значительными накоплениями крупноглыбового и щебневого материала. На склонах возвышенностей осыпи грубообломочных накоплений дополняются большим количеством глинистого и песчаного материала.

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ И ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНЫ

Четвертичные отложения в пределах названных впадин и разделяющего их погребенного порога образуют сплошной покров мощностью до 150—200 м в Усть-Енисейской впадине и до 50—70 м, реже более, в Хатангской впадине. Соответственно в Усть-Енисейской впадине подошва четвертичной толщи большей частью залегает ниже уровня рек, в Хатангской впадине, особенно в ее восточной части, коренные породы по берегам рек и на морском побережье часто выходят на поверхность, перекрываясь иногда лишь маломощным четвертичным плащом.

Строение четвертичных отложений в Усть-Енисейской и Хатангской впадинах имеет много общего. Отложения нижнего и среднего отделов четвертичной системы очень редко появляются на поверхности, далеко не всегда обнаруживаясь и в скважинах. Следует думать, что они имеют на описываемой территории весьма ограниченное развитие. Особенно редки и, вероятно, сохранились лишь на единичных участках нижнечетвертичные отложения. Основная масса четвертичных осадков, заполняющих Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины, относится к верхнему отделу системы. Здесь последовательно по степени развития выделяются морские, водно-ледниковые, озерно-аллювиальные и ледниковые образования. Отложения современного отдела также пользуются ограниченным распространением, будучи в основном приурочены к долинам современных рек, пляжам на берегах морей и озер.

Сведения о широком распространении новейших, в частности морских осадков на низменности к югу от Таймырских гор, были доставлены еще в XVIII веке Х. П. Лаптевым. Более обстоятельно были описаны четвертичные отложения Усть-Енисейской и западной части Хатангской впадин А. Ф. Миддендорфом (1848), четвертичные отложения низовьев Енисея изучались Ф. Б. Шмидтом (1872), И. А. Лопатыным (1897), В. И. Громовым и др. Материалы по четвертичному покрову Хатангской впадины собирались И. П. Толмачевым (1912), А. И. Толмачевым (1930) и др.

К началу 30-х годов нашего столетия четвертичный покров Северо-Сибирской низменности был исследован Н. Н. Урванцевым (1931), установившим здесь следы покровного оледенения и широкое распространение позднейших морских отложений. В дальнейшем в связи с проведением площадных геологических съемок наши представления о строении четвертичной толщи стали быстро пополняться. В этой связи необходимо упомянуть по Усть-Енисейской впадине работы В. Н. Сакса (1940, 1945), В. Н. Сакса и К. В. Антонова (1945), В. Н. Сакса и И. Е. Ширяева (1945), С. А. Стрелкова, В. Н. Соколова, А. П. Пуминова, С. Л. Троицкого, Ю. Н. Кулакова и др.; по Хатангской впадине — Т. М. Емельянцева (1939), Ф. Г. Маркова (1951), М. К. Калинин (1954), И. Е. Ширяева, М. С. Шлейфера, Л. Т. Семененко, В. Д. Дибнера, А. П. Пуминова, П. С. Воронова, И. С. Ашариной и др. Большое значение имело бурение (более 600) нефтепоисковых скважин, которые почти все прошли четвертичный покров. Сводные работы по четвертичным отложениям рассматриваемой территории даны В. Н. Саксом (1953), С. А. Стрелковым (1951), В. Н. Соколовым и др. (1957), И. С. Егоровой (Сакс и Егорова, 1957).

Наиболее древними из четвертичных отложений следует считать глины с *Portlandia tenticula* Moll. и *Nucula* sp., отличающиеся от современных арктических видов, а также с фораминиферами, тоже отличными от ныне живущих морских форм, отмеченные на 146—170 м ниже уровня моря в скважине у устья р. Котуя. Эти глины и покрывающие их песчано-глинистые породы общей мощностью 157 м выполняют узкую (не шире 7 км) впадину, возможно грабен. Судя по своеобразию найденной в глинах фауны, не исключен даже их плиоценовый, а не четвертичный возраст.

Остатки нижнечетвертичных отложений сохранились и в низовьях Енисея, в отдельных скважинах Мало-Хетской антиклинали, где был вскрыт узкий (шириной до 300 м) погребенный каньон, врезанный на 90 м в меловые породы. В основании выполняющих каньон четвертичных отложений лежит валунно-галечниковый горизонт мощностью 12 м с валунами преимущественно траппов, вероятно представляющий собой перемытую морену раннечетвертичного оледенения. Среднечетвертичные отложения имеют здесь несколько большее распространение. К межледниковым отложениям начала среднечетвертичной эпохи относятся пески с древесиной лиственницы мощностью 80 м, перекрывающие упомянутый валунно-галечниковый горизонт в погребенном каньоне, а также развитые в основании большой погребенной долины Енисея в районе устья р. Сухой Дудинки. Здесь над песками лежат глины с морскими диатомеями мощностью 27 м, которые наиболее правильно связывать со среднечетвертичной трансгрессией моря. В верхнем течении р. Хеты под мореной, по-видимому, среднечетвертичного оледенения В. Н. Сакс в 1955 г. нашел серо-бурые глины мощностью до 3—4 м, лежащие непо-

средственно на мезозойских породах и содержащие морские раковины — *Astarte borealis* Chern. и др.

Наличие среднечетвертичных морских отложений можно ожидать и в ряде других пунктов в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин, например на возвышенности Сигирте-Надо на р. Танама, где морские отложения, как предполагает В. Н. Сакс (1953), древнее ледниковых, в бассейнах рек Танама и Яры, где найдена особенно теплолюбивая фауна (*Cardium edule* L.), в бассейне р. Дудыпты, где в морене предположительно среднечетвертичного оледенения встречена переотложенная морская фауна. Однако следует признать, что объективных критериев для разделения средне- и верхнечетвертичных морских отложений пока нет и потому в обнажениях, где не видно последовательности напластования, отделить среднечетвертичные слои от верхнечетвертичных почти невозможно.

Не исключено, что ниже- или среднечетвертичный возраст имеют хотя бы частично пески, суглинки и валунники, выполняющие в Нордвикском районе карстовые воронки в сводах ряда соляных куполов и спускающихся до 120 м ниже уровня моря.

Морена среднечетвертичного — максимального для Сибири оледенения также встречается редко. В Усть-Енисейской впадине в разрезах скважин, а также над выходами коренных пород в основании четвертичной толщи обычно обнаруживается валунно-галечниковый горизонт мощностью до 20 м, часто сильно ожелезненный и превращенный в конгломерат. Этот горизонт опускается до 50—70 м ниже уровня моря, перекрывает отложения описанных выше погребенных долин и представляет, надо полагать, продукт перемыва среднечетвертичной морены. Значительно реже морена сохраняется в виде первоначально существовавшего валунного суглинка мощностью, например в скважине на ст. Коммунарка, 17 м. Среди валунов в среднечетвертичной морене преобладают траппы, но сравнительно часто встречаются и северотаймырские гранитоиды и кристаллические сланцы. Последнее отличает эту морену, а также продукты ее размыва в верхнечетвертичных морских отложениях от верхнечетвертичной зырянской морены, характеризующейся резким преобладанием трапповых валунов.

По наблюдениям В. Н. Сакса, на наиболее высоких возвышенностях в пределах Усть-Енисейской впадины, на р. Танама (Сигирте-Надо) и на р. Дудыпте (Ушкан-Камень) морена также отличается повышенным содержанием северотаймырских валунов. Есть основания полагать, что здесь действительно выходит среднечетвертичная морена.

В Хатангской впадине повсюду в основании четвертичной толщи устанавливается валунно-галечниковый горизонт, указывающий на повсеместное распространение в прошлом среднечетвертичной морены.

В основании верхнечетвертичных отложений, как правило, в разрезах скважин обнаруживается мессовская свита аллювиальных песков с прослоями торфа и растительными остатками мощностью до 74 м. В низовьях Енисея пески слагают ряд погребенных террас и, очевидно, формировались при положении береговой линии значительно ниже современного. В Хатангской впадине мессовская свита песков, по данным П. С. Воронова и В. А. Черепанова (1952), местами выходит на поверхность.

На мессовские пески, судя по разрезам скважин в низовьях Енисея, с размывом налегает санчуговская свита мощностью до 40—90 м, сложенная преимущественно глинистыми породами иногда с обильной, от-

носителем глубоководной, особенно в Усть-Енисейской впадине, морской фауны (*Portlandia beaticula* Moll., *Neaera arctica* Sars., *Arca gracialis* Gray и др.), иногда без фауны. Нередко глины и суглинки обогащены валунно-галечниковым материалом и тогда приобретают облик «морских морен»; в этих случаях содержание фауны в них наиболее обильно. Часто в глинах наблюдается слоистость ленточного типа, причем фауна, как правило, исчезает. Местами среди глин встречаются довольно мощные (до 10—15 м) прослойки песчаных пород (например, на р. Большой Хете), местами же глины в нижних частях переходят в пески (р. Агапа). В таких случаях некоторые исследователи склонны эти пески относить к мессовской свите, что вряд ли правильно. Глины и суглинки в санчуговской свите всюду преобладают — даже на периферии низменности, у подножия Средне-Сибирского плоскогорья и гор Бырранга. В целом для санчуговской свиты характерна сравнительно холодолюбивая фауна с преобладанием арктических элементов, но встречаются и субарктические и даже бореальные формы. Никаких убедительных свидетельств в пользу того, что санчуговская свита в Северо-Сибирской низменности формировалась во время сколько-нибудь значительного оледенения на прилегающей суше, нет. Санчуговские отложения нигде не переходят в ледниковые, состав валунов в них настолько разнообразный, что не оставляет сомнения в первоначальном разносе валунов мощным покровным оледенением с основным центром на северном Таймыре и последующей доставке их в морские осадки плавающими льдами, скорее всего берегового припая.

Глинистые отложения санчуговской свиты перекрываются преимущественно песчаными осадками казанцевской свиты мощностью до 60 м с более теплолюбивой фауной *Cyprina islandica* L., *Zirphaca crispata* L., возможно, *Cardium edula* L. в Усть-Енисейской впадине, с *Mytilusedulis* L., *Balanus hemeri* Asch. и др. в Хатангской.

В этой последней часто встречается также вымерший вид *Cyrtodaria jennisseeae* Sachs.

В южной части Усть-Енисейской впадины казанцевские пески с прослоем мелкого галечника в основании налегают с разрывом на санчуговские глины, севернее перерыв между обеими свитами исчезает. На реках Пясине и Соленой казанцевские пески и алевроиты лишены фауны и содержат в большом количестве лишь древесные стволы.

Приведенное трехчленное деление межледниковой толщи далеко не везде удается осуществить. На р. Пясине и на берегах Енисейского залива, например, морские отложения заключают мелководную фауну и обладают очень пестрым составом, не позволяющим уверенно отнести их к той или иной свите. Некоторым своеобразием отличается также фауна, не содержащая характерных для казанцевской свиты *Cyrtodaria jennisseeae* Sachs, *Cyprina islandica* L. и др. В. Н. Сакс (1953) раньше относил эти морские отложения к послезырянским — каргинским. Однако С. Л. Троицкий достаточно убедительно показал, что они древнее зырянского оледенения. В этой связи не исключено, что строение межледниковой морской толщи в Усть-Енисейской и Хатангской впадинах более сложно, чем представляется в настоящее время, и что в составе этой толщи могут содержаться образования, относящиеся не к одной межледниковой эпохе.

Морские отложения перекрываются ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями последнего крупного для Северной Сибири оледенения — зырянского. Собственно ледниковые отложения — валунные

суглинки и супеси основной морены и насыпные конечные морены пользуются ограниченным распространением главным образом на периферии Средне-Сибирского плоскогорья и гор Бырранга. Внутри низменности ледниковые образования встречаются лишь спорадически, преобладают же водно-ледниковые отложения — флювиогляциальные пески, нередко слагающие холмистые ландшафты камового типа.

Мощность песков в зоне их наибольшего накопления, соответствующей положению края ледника на отдельных стадиях, доходит до 100 м и более. На участках равнинного рельефа зырянские отложения могут иметь мощность порядка 0,5—2 м или совсем отсутствовать, благодаря чему подстилаящие их межледниковые морские отложения оказываются перекрытыми ледниковыми образованиями. Это и привело на первых этапах исследования к выводу о наличии в Северо-Сибирской низменности следов морской трансгрессии, следовавшей за зырянским оледенением. В действительности, по заключению С. Л. Троицкого, зырянский ледник, обладавший в условиях сибирского климата малой активностью, далеко не везде оставил свои морены; водно-ледниковые же осадки, имевшие большее развитие, откладывались в основном у края ледника, отмечая положение отдельных его стадий. Зырянские водно-ледниковые отложения распространены на всей площади Усть-Енисейской и Хатангской впадин, свидетельствуя тем самым о сплошном распространении верхнечетвертичных ледников, спускающихся с гор Бырранга и Путорана.

Обширные низменные пространства, прилегающие к руслам ряда современных рек, выполнены осадками смешанного водно-ледникового и озерно-аллювиального происхождения. Эти отложения, названные В. Н. Саксом каргинскими, формировались во время распада зырянского ледникового покрова, таяния оставшихся после этого масс мертвого льда и захватывали также межледниковый или межстадиальный век, разделявший зырянское и сартанское оледенения. Это — пески, реже суглинки и глины с прослоями торфа, растительными остатками и мамонтовой фауной *Elephas primigenius* В I. и др. мощностью на Енисее до 60 м, причем подошва каргинских отложений опускается до 35 м ниже уровня моря. В верхних горизонтах каргинские отложения часто представлены ленточными глинами с пресноводной фауной, по-видимому, озерного происхождения. Находки В. Н. Соколовым пресноводных моллюсков в каргинских отложениях даже к северу от Гыданского полуострова (на о-ве Шокальского) заставляют думать, что берег моря в это время проходил севернее Енисейского залива, а вероятно, и Хатангского залива. Поэтому в пределах рассматриваемой территории морские каргинские отложения, как показал С. Л. Троицкий, вопреки прежним представлениям В. Н. Сакса (1953) и др., отсутствуют. В каргинское время существовали лишь большие озера, в частности Норильское, объединявшее озера Пясино, Мелкое, Лама и Глубокое. Здесь в каргинское время, по данным Н. Н. Урванцева (1957), отложилась толща глин мощностью до 50 м.

Следы сартанского горного оледенения, следовавшего за каргинским временем, на низменности почти не обнаруживаются. Сартанские морены перекрывают, как указывает Н. Н. Урванцев, каргинские глины на периферии Норильской впадины. Внутри же Северо-Сибирской низменности ухудшение климата могло сказаться лишь на накоплении в каргинских и более древних отложениях эпигенетических льдов. Однако часть ледяных клиньев, линз и прослоев, действительно

очень обильных в каргинских отложениях, могла, как полагает П. Ф. Швецов формироваться одновременно с отложением пойменных фаций каргинского аллювия.

В современный период в Усть-Енисейской и Хатангской впадинах происходит образование нижней надпойменной речной террасы высотой 8—16 м и поймы. Эта терраса, как правило, слабо развита, в нижних ее горизонтах накапливается торфяник с древесными стволами, отвечающий послеледниковому климатическому оптимуму. На поверхности нижней надпойменной террасы Хатанги, сложенной преимущественно песками, А. П. Окладниковым были найдены неолитические стоянки (второго-третьего тысячелетия до н. э.). В строении поймы принимают участие пески, в пойменных фациях — суглинки и наносные торфяники. Подошва пойменных отложений на Енисее спускается на 45 м ниже современного уровня моря, что заставляет предполагать период понижения базиса эрозии и врезания рек, предшествовавший накоплению отложений современной эпохи и, возможно, совпадающий с сарганским оледенением. Затем уровень моря поднялся, приустьевые части долин Енисея и Хатанги были затоплены, образовались нижние надпойменные террасы в речных долинах и морские террасы высотой до 6—8 м. В настоящее время реки снова врезаются в поверхность поймы, идет заполнение наносами затопленных приустевых участков речных долин.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сведения о распространении четвертичных отложений на Сибирской платформе и об их генезисе можно найти в работах многих исследователей, однако специальному изучению этих отложений, до недавнего времени уделялось сравнительно мало внимания. Н. Н. Урванцев (1928, 1930, 1931) представил первую схему стратиграфического расчленения четвертичных отложений севера Сибирской платформы. В 1948 г., а затем в 1953 г. В. Н. Сакс обобщил все имеющиеся разрозненные данные и выработал стратиграфическую схему четвертичных отложений Советской Арктики.

Четвертичные отложения более южных районов Сибирской платформы изучались А. А. Макаровой в составе Туруханской экспедиции треста «Нигризолото» и экспедициями Аэрогеологического треста. В долинах отдельных рек они описаны Ю. П. Пармузиным, С. С. Воскресенским, М. Н. Благовещенской, С. В. Эпштейном и др.

Четвертичные отложения распространены почти повсеместно в пределах Сибирской платформы и образуют сплошной или разорванный покров. Выделяются элювиальные, делювиальные, солифлюкционные и пролювиальные образования, а также ледниковые, озерные и аллювиальные отложения.

Элювий в северной части платформы представлен обломками или глыбами значительной величины, образующими беспорядочные нагромождения в виде каменных полей или «морей» на водоразделах, иногда сплошным плащом покрывающих останцовые вершины. Мелкозем обычно выносится водой или проникает вниз, заполняя пустоты между глыбами и обломками в нижних горизонтах.

На выровненных участках водоразделов элювий лучше сформирован. Здесь он представлен суглинками с мелкими обломками пород и дресвой. Мощность элювия 0,5—3 м, иногда до 5 м.

Делювий покрывает склоны водоразделов и долин. Он представлен так же, как и элювий, грубообломочным материалом или суглинками со щебенкой.

Солифлюкционные образования пользуются широким распространением. Неглубокое залегание вечной мерзлоты способствует развитию классических типов солифлюкционных форм. Встречаются все виды такого рода образований от каменных морей и полей до каменных многоугольников, которые на обнаженных плоских поверхностях в мелкозернистом материале создают мелкосетчатый рисунок. На пологонаклонных поверхностях и склонах каменные многоугольники обычно превращаются в каменные осыпи или курумы.

Пролувиальные отложения слагают в основном конусы выноса. Сливаясь у подножия склонов, они иногда образуют пролувиальные шлейфы. Представлены эти отложения слабо отсортированными, плохо окатанными, преимущественно песчано-галечными, а иногда песчаными или галечно-валунными образованиями.

Ледниковые отложения, охватывающие весь комплекс образований, связанных с деятельностью ледника и ледниковых вод, т. е. собственно ледниковые (морена), флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения распространены на севере Сибирской платформы, где перекрывают древний останцовый рельеф и, возможно, аллювий древних рек. Они образуют сплошной или прерывистый покров различной мощности, иногда всхолмленный. Общая мощность ледниковых отложений непостоянна и зависит от условий их залегания: на вершинах плато она не превышает 5 м, в понижениях водоразделов и в седловинах увеличивается, а в депрессиях и долинах, видимо, достигает 30, а иногда 50 м и более.

Морена обычно представлена суглинками, в верхних горизонтах обохренными — светло-желтыми, в нижних — темно-бурого или темно-серого цвета с щебнем и валунами пород, характеризующихся однообразным петрографическим составом (преобладают траппы). Обломки пород обычно имеют неправильную, чаще треугольную форму с закругленными углами и шлифованными гранями, на которых сохранились ледниковые борозды и штрихи. Морена весьма однообразна на всей территории: ее характер не изменяется от того, залегает ли она на останцах с отметками 500—600 м абсолютной высоты или на выровненных поверхностях с отметками 100—200 м, или в депрессиях и долинах.

С возвышенных участков морена частично смыта и переотложена в понижениях, а поэтому на водоразделах сохранились либо маломощный ее покров, либо остатки ее в виде небольшого количества разрозненных, обработанных ледником угловатых валунов.

Флювиогляциальные отложения образуют более или менее равномерный покров на плоских равнинах или на участках ярко выраженного холмистого рельефа. Они представлены слоистыми илистыми или сыпучими гравийно-галечными песками.

Озерно-ледниковые отложения выполняют озерные впадины или днища бывших озер и часто перекрыты современными озерными отложениями. Они представлены плотными или слабослоистыми глинами, иногда с большим количеством известковистых конкреций разнообразной формы. Озерные отложения залегают в озерных котловинах и часто перекрывают ледниковые или озерно-ледниковые отложения. Эти отло-

жения представлены глинами и торфяниками, в которых иногда бывают заключены линзы льда. Мощность озерных отложений 5—10 м.

Аллювий распространен в виде сравнительно узких полос в долинах рек и слагает пойму, а также низкие и высокие террасы. Он представлен в нижних горизонтах галечниками (русовая фация), в верхних — суглинками (пойменная фация).

Эпигенетические участки современных долин могут указывать на существование в стороне от них погребенных древних долин с возможно сохранившимся там аллювием. В рельефе такие древние долины образуют долинообразные понижения. Косвенным признаком присутствия древнего аллювия является наличие хорошо окатанной гальки на водоразделах среди элювия и ледниковых отложений. Как уже указывалось, стратиграфия четвертичных отложений для севера Сибири разрабатывалась Н. Н. Урванцевым (1931) и В. Н. Саксом (1953), а также рядом других исследователей. И. В. Лебедев попытался расчленить четвертичные отложения юго-западной части Средне-Сибирского плоскогорья.

Однако отдельные стратиграфические схемы до сих пор еще полностью не увязаны между собой. Ни одна из них не является общей и поэтому не может полностью использоваться при стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Сибирской платформы.

При стратиграфическом расчленении четвертичных отложений северных районов большое значение имеет геоморфологический принцип, поскольку палеонтологические находки здесь весьма редки, а состав пыльцы и спор указывает лишь на четвертичный возраст пород. К тому же к четвертичной пыльце часто примешивается большое количество переотложенной мезозойской, третичной, а иногда и пермской пыльцы.

На основании анализа геоморфологического строения территории Средне-Сибирского плоскогорья устанавливается существование, по крайней мере, трех основных комплексов и типов рельефа, имеющих определенное стратиграфическое положение: 1) структурно-денудационный и эрозионный рельеф, предшествовавший оледенению; 2) ледниковый экзарационный и аккумулятивный равнинно-холмистый рельеф; 3) эрозионно-аккумулятивный рельеф времени послеледникового времени.

В соответствии с этим различаются и три крупных комплекса четвертичных отложений: 1) отложения денудационных поверхностей плоскогорья и древней гидрографической сети, время формирования которых охватывает огромный период континентального развития территории от мезозоя вплоть до периода оледенения; 2) отложения, сформировавшиеся в ледниковую эпоху и перекрывающие древний рельеф; 3) аллювий современных рек и делювиально-солифлюкционные образования.

Из всех выделенных комплексов отложений наименее известны отложения, сформировавшиеся в доледниковое время. Сюда входит большая группа отложений, среди которых наибольший интерес представляет аллювий древних долин. Древний аллювий, возможно раннечетвертичный, мог сохраниться в погребенных долинах древних рек; древняя гидросеть высоких денудационных уровней и приуроченный к ней аллювий, видимо, уничтожены вследствие значительного молодого поднятия Сибирской платформы и последующих оледенений.

Разделение ледниковых отложений Сибирской платформы затруднено тем, что все отложения этого генезиса имеют однообразный состав, относительно одинаковую сохранность и образуют единый покров как на водоразделах, так и в долинах, а межледниковые отложения на Сибирской платформе пока не встречены (они перекрыты ледниковыми отложениями последующих оледенений или уничтожены). Межледниковые отложения отмечены многими исследователями лишь в долине р. Енисея и на соседних с платформой участках низменности.

По свежести ледниковых форм рельефа, сохранности ледникового покрова на водоразделах, а также по степени освоенности территории послеледниковой речной эрозией на Сибирской платформе можно наметить три группы ледниковых отложений, возрастное деление которых, согласно схеме В. Н. Сакса (1953), таково: 1) отложения максимального оледенения — среднечетвертичные; 2) отложения зырянского оледенения середины позднечетвертичной эпохи и 3) отложения сартанского оледенения — конца позднечетвертичной эпохи.

Ледниковые отложения максимального оледенения развиты как на водоразделах, так и в депрессиях и долинах в северо-западной части Сибирской платформы, почти до устья р. Подкаменной Тунгуски. Ледниковые отложения зырянского оледенения распространены в той же части платформы, но на меньшей площади (по направлению к югу они не достигают долины р. Нижней Тунгуски). Отложения сартанского оледенения распространены в пределах нагорья Путорана. Вследствие слабой изученности речных террас и слагающих их отложений неясно, в какие ледниковые эпохи происходило их формирование.

В межледниковое время на севере платформы происходила бореальная трансгрессия моря, оставившая террасы, сложенные морскими осадками. Бореальной трансгрессии, видимо, соответствует время формирования аллювия 100—120-метровой террасы. В аллювии каргинской 40—45-метровой террасы в ряде участков содержатся остатки мамонта *Elephas primigenius* Blum. и других млекопитающих (Сакс, 1953).

В послеледниковое время в долинах рек отложился аллювий низких (до 25—30 м) террас, а на водоразделах и по их склонам сформировались элювиально-делювиальные и солифлюкционные образования. Аллювий высокой поймы (15—20 м) относится к современным образованиям, а аллювий низкой поймы в настоящее время находится в стадии формирования.

Во внеледниковой (южной) зоне наиболее древний аллювий устлавливается на высоких террасах в долинах рек Ангары и Подкаменной Тунгуски (С. С. Воскресенский, Э. И. Равский, Ю. П. Пармузин, Ю. Г. Симонов и др.). Аллювий высоких террас (90—100 м и более) этими же исследователями относится к неогену, а более низких террас (50—70 и 80—100 м) — к раннечетвертичной эпохе. Такое возрастное разделение аллювия обосновывается Э. И. Равским находкой в отложениях 70—80-метровой террасы р. Ангары костей *Equus sussenbornensis* Wüst., которая характерна, по данным В. И. Громова, для раннечетвертичной эпохи.

В ледниковое и межледниковое время в южных внеледниковых районах Сибирской платформы происходило формирование аллювия более низких террас. В это время в долинах рек Ангары и Подкаменной Тунгуски сформировались террасы высотой от 20 до 45 м (среднечетвертичные) и от 10 до 17 м (верхнечетвертичные).

Во время максимального оледенения, по-видимому, формировались террасы рек Ангары и Подкаменной Тунгуски высотой 30—45 м, а в межледниковье (после максимального оледенения) террасы высотой 10—20 и 22—26 м. По предположению В. Н. Сакса (1953), Каргинской террасе, развитой на севере, может соответствовать аллювий Красноярской террасы Енисея и II (10—20 м) террасы Ангары, где также встречены остатки мамонта, носорога и других позднечетвертичных млекопитающих. К этому же времени относятся верхнепалеолитические стоянки долины среднего течения Енисея и Ангары.

Полную параллелизацию четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Сибирской платформы провести пока трудно, поскольку нет достаточного материала, но работа в этом направлении уже проводится рядом исследователей (В. А. Зубаков и др.).

В послеледниковое время в долинах на юге Сибирской платформы формировался аллювий низких террас (от 5 до 8 м), а в современную эпоху — аллювий пойм (от 0,5 до 5 м). В этот же период происходит формирование элювия, делювия и солифлюкционных образований.

ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И ДОЛИНА ЕНИСЕЯ

В восточной части Западно-Сибирской низменности четвертичные отложения наиболее полно освещены: для ледниковой зоны — в работах В. Н. Сакса (1945, 1948, 1953), А. И. Попова (1949, 1950, 1953), Г. Д. Маслова, С. Л. Троицкого, С. А. Стрелкова (1951, 1954), Ю. В. Мизерова (1956, 1957), С. Б. Шацкого (1956, 1957), А. А. Земцова (1958), Ю. П. Казанского (1956), С. А. Архипова и Ю. А. Лаврушина (1957а, 1957б), В. А. Зубакова (1956, 1957, 1958), В. С. Волковой, Д. К. Зеgebарта и А. А. Макаровой, О. П. Горяиновой, Г. Ф. Лунгерсгаузена и Э. И. Фальковой (1954), М. Н. Благовещенской, О. Ф. Белостоцкой, Н. И. Сеютовой, В. Г. Жукова, А. П. Лимарь, Г. И. Амурского и Н. В. Дренова (1956); для внеледниковой зоны — в работах В. И. Громова (1948), М. П. Нагорского (1937, 1938, 1941), Л. А. Рагозина (1936, 1939, 1951), С. Г. Мирчинк (1947), Н. Я. Геракова, Л. Н. Ивановского (1954), Б. Н. Бондаренко, Н. П. Вербицкой, С. В. Эпштейна (1957), В. А. Зубакова (1958), В. В. Фениксовой, С. П. Горшкова.

Палеонтологически охарактеризованный (вараковская и кирнаевская свиты) миоцен перекрывается бурыми глинами Красноярского плато (Нагорский, 1937, 1938) и красноцветными песчанистыми глинами и супесями, переполненными гравием и галькой, выделенными К. В. Боголеповым (1957) на Енисейском кряже под названием асташевской свиты.

Эти породы залегают в депрессиях рельефа на отметках от 150 до 220 м над уровнем рек и прослеживаются от подножий Красноярского и Аргинского кряжей (М. П. Нагорский, Н. Б. Семихатова и др.) на север до Енисейска, а также в пределах Енисейского кряжа (К. В. Боголепов). Мощность глин колеблется от 5 до 20—40 м. Палеонтологически они не охарактеризованы, а их возраст и происхождение остаются пока неясными.

М. П. Нагорский (1941) и В. В. Фениксова (1957) принимают эти глины за озерные образования теплого и влажного нижнечетвертичного

времени. По данным В. В. Фениксовой, в бассейне р. Томи из глин определена пыльца широколиственных пород, а также ели и березы. С. А. Коляго (1953) и Н. Б. Семихатова относят красноцветные глины к пролювиально-делювиальным образованиям плиоцен—четвертичного возраста, связывая их с формированием предгорной аллювиальной равнины. По мнению К. В. Боголепова (1957), глины имеют аллювиально-делювиальный генезис и перекрыты красноцветной корой выветривания, что свидетельствует о их плиоценовом возрасте.

Аналогом асташевской свиты в пределах ледниковой зоны, возможно, являются древнеаллювиальные пески, слагающие, по данным Г. Ф. Лунгерсгаузена, А. П. Лимарь, С. Р. Ицканова (1956), Г. И. Амурского и Н. В. Дренова (1956), высокие (100—120 м) террасы в низовьях р. Подкаменной Тунгуски и высокие (от 180—240 до 260—320 м) террасы в бассейнах рек Тынепа, Бахты и Фатьянихи. Это хорошо отсортированные слоистые кварцевые пески с прослоями экзотической и местной гальки. Шлиховой анализ указывает на ряд минералов Енисейского кряжа (дистен, ставролит, силлиманит и др.). Наличие в песках пыльцы древних хвойных (*Pinus sect. Strobus*, *Picea omorica*) и широколиственных пород (тсуга, кария, птерокария, лещина) совместно с пыльцой ели, сосны, кедра, березы и ольхи свидетельствует о возрасте пород, переходном от плиоцена к четвертичному.

К бесспорно четвертичным образованиям относятся отложения древней погребенной долины Енисея, под названием свиты Завального яра, выделенные в разрезах у с. Подкаменной Тунгуски. Древняя погребенная долина прослеживается от Осиновских щек к пос. Бор, где имеет отметку днища на 25 м ниже уровня моря, к устью р. Сарчихи (—45 м), низовьям Елогуя (—200 м) и ст. Фарково на р. Турухане (—240 м), а по данным В. Н. Сакса (1953) устанавливается и в низовьях р. Сухой Дудинки, где вскрывается один из бортов долины на отметке 170 м ниже уровня моря.

Днища и борта погребенной долины сложены кварцевыми песками и галечниками, среди которых в районе р. Подкаменной Тунгуски преобладают кварц, кремень и галька метаморфических и кислых пород Енисейского кряжа, а в районе с. Фарково — траппы, доломиты и песчаники. Мощность свиты достигает 20—50 м. В районе сел Подкаменной Тунгуски и Сумарокова, где пески свиты Завального яра вскрываются в обнажениях, удается выявить до трех погребенных речных террас древней долины. Судя по присутствию в песках пыльцы сосны, кедра, ели (и в виде единичных зерен — березы, ольхи, липы и пихты), при наличии спор папоротников, формирование свиты происходило в доледниковое время (Зауер и Зубаков, 1958).

Южнее Осиновских щек с древней долиной предположительно можно связывать приенсейскую придолинную поверхность Енисейского кряжа, где ряд исследователей (Н. Н. Гераков, Н. П. Вербицкая) выделяют цокольные террасы высотой 100—150 м, переходящие далее в высокие террасы долины р. Ангары, которые, по данным Э. И. Равского (1958), содержат остатки *Equus cf. sussenbor nensis* W u s t i.

К югу от устья р. Ангары стратиграфическим аналогом свиты Завального яра являются аллювиально-пролювиальные галечники предгорий Красноярского и Аргинского кряжей мощностью до 20 м.

По данным М. П. Нагорского (1937), минералогический состав галечников и валунников (обилие роговой обманки и пироксенов, све-

жесть полевых шпатов) свидетельствует о холодных климатических условиях времени их накопления, что позволяет предположительно отнести их к наиболее древней фазе похолодания.

К середине раннечетвертичной эпохи Западно-Сибирская низменность имела хорошо развитую сеть глубоковрезанных речных долин (так, например, общая глубина вреза древней погребенной долины в Енисейской впадине достигает у с. Подкаменной Тунгуски 140 м, а у с. Фарково около 220 м). Глубина вреза ложбин стока Назаровской впадины определяется Н. Б. Семихатовой в 60—80 м. Наличие древних погребенных долин отмечается также для Енисейского кряжа (Мирчинк, 1947) и бассейна р. Ангары (Воскресенский, 1957).

В конце раннечетвертичной эпохи начался этап погребения древней речной сети. Выполняющая эрозионные врезы толща представлена плотными суглинками, супесями и глинистыми песками; она настолько однородна, что на протяжении от низовьев Енисея до Солгонского кряжа везде описывается под названием сизых глин или суглинков. Общая мощность их достигает 60—70 м в пределах Енисейской впадины, 30—50 м в пределах Назаровской впадины и превышает 30—40 м в низовьях р. Ангары. Во внеледниковой зоне низменности сизые суглинки выходят на поверхность и слагают Томь-Чулымский и Чулым-Енисейский водоразделы.

В долине Енисея сизые суглинки выделены в пантелеевскую свиту. В Осиновском районе свита имеет трехчленное строение. Нижняя подсвита представлена типичными ленточными глинами мощностью от 1,8 до 7,5 м. Средняя подсвита сложена песчанистыми суглинками и супесями, обогащенными плохо окатанным обломочным материалом (валуны и галька метаморфических пород, доломита и т. д.), весьма напоминающими моренные отложения и суглинки санчуговской свиты. Мощность по отдельным разрезам до 30 м. Верхняя подсвита представлена иловатыми суглинками и супесями с прослоями и линзами намывных торфяников с редкой галькой разнообразного петрографического состава и крупными древесными остатками мощностью до 12—15 м.

Нижняя и средняя подсвиты почти не содержат спор и пыльцы четвертичного возраста (единичная пыльца трав, березы, сосны и споры) и заключают очень немного растительных остатков. Верхняя подсвита, наоборот, имеет довольно богатый комплекс органических остатков *Selaginella selaginoides*, *Picea obovata*, *Larix* sp., *Sparganium glomeratum*, *Potamogeton natans*, *Carex pauciflora*, *Potentilla* cf. *hiveau*, *Menyanthes trifoliata*, *Urtica* sp. и др., по данным М. Г. Капиани и П. А. Никитина, среднечетвертичного возраста, а также богатый комплекс спор и пыльцы четвертичного возраста. Верхней подсвите соответствуют три подфазы развития растительности: еловых лесов с пихтой, травянистых парковых лесов смешанного типа (с единичной липой и орешником) и елово-кедровых лесов с большой ролью папоротников.

Судя по тонкой отмученности суглинков, наличию горизонтальной слоистости, большой однородности материала, остаткам водорослей, спикул губок, переотложенной пыльцы и раковин пресноводных ostracod, формирование пантелеевской свиты в Осиновском районе проходило в условиях озерного полупроточного режима и довольно резких климатических изменений. Отложения нижней части свиты накапливались в условиях значительного похолодания, а верхней части — во время яркого выраженного межледниковья. Это позволяет относить низы свиты

ко времени первого оледенения низменности (демянская или миндельская фаза), а верхи — к последующему, тобольскому (миндель-рисскому) межледниковью.

В северной части Енисейской впадины по крайней мере часть пантелеевской свиты формировалась в морских и эстуарно-морских условиях, о чем говорит наличие морских диатомовых в керне скважин Усть-Енисейского порта (Сакс, 1953) и находка С. А. Архиповым (1957) переотложенных *Saxicava arctica* L. и *Balanus* sp. в перекрывающих глины туруханских песках близ устья р. Бахты.

С приближением к Саянской предгорной равнине фациальный состав пантелеевской свиты становится более пестрым. В толще глин чаще встречается прослой галечника и песка, которые местами уже в пределах предгорной равнины почти нацело выполняют погребенные долины (С. Г. Мирчинк, Н. Б. Семихатова). В бассейне р. Чулыма верхние горизонты свиты охарактеризованы остатками *Bison* cf. *schoetensacki* F re u d. (Н. Б. Семихатова), руководящей формы тираспольского комплекса.

В бассейне рек Сыма и Чулыма стратиграфическим аналогом нижней половины пантелеевской свиты являются осиновские слои, сложенные разнородными песками и галечниками с линзами глин. По мнению Л. А. Рагозина (1951) и Б. В. Мизерова (1956, 1957), в бассейне р. Мыса осиновские слои должны быть отнесены к флювиогляциальным отложениям древнего оледенения.

В пределах предгорной равнины у Красноярска пантелеевской свиты синхронна самая высокая терраса долины Енисея — Торгашинская (VI надпойменная) высотой 100—120 м (рис. 58). Развита на террасе толща суглинков с костями мамонта и шерстистого носорога (Богданович, 1893) замещается на широте Казачинска сизыми суглинками пантелеевской свиты.

В Енисейской впадине на пантелеевской свите с размывом залегает толща разнородных песков с галькой (туруханские слои) мощностью до 20—50 м. Эти пески приурочены к эрозионным понижениям и распространение их в общем совпадает с направлением современной долины Енисея. В Осиновском районе петрографический и минералогический состав гальки близок к свите Завального яра и резко отличается от состава ледниковых отложений, что позволяет считать их отложениями Енисея. Поверхность этой долины появляется на левобережье Енисея из-под толщи озерно-ледниковых отложений близ устья р. Кеми и прослеживается вплоть до Красноярска в виде Собакинской (V надпойменной) террасы высотой от 65 до 80 м.

Стратиграфические и палинологические данные позволяют относить формирование туруханских слоев Собакинской террасы к концу тобольского межледниковья — началу самаровского оледенения.

Туруханские слои перекрываются самаровскими ледниковыми отложениями, которые являются опорным стратиграфическим горизонтом для всей северной половины Западно-Сибирской низменности. Краевые образования самаровского оледенения располагаются в бассейне рек Дубчеса, Елогуя и Хахалевки. Мощность моренных образований на Елогуй-Дубчесском междуречье достигает 40—60 м (Ф. Ф. Вильсон) и убывает по направлению к северу.

Ледниковый покров на северо-востоке низменности имеет черепчатое строение и состоит из ледниковых образований разного возраста: самаровского, енисейского и зырянского. В пределах Енисейской впа-

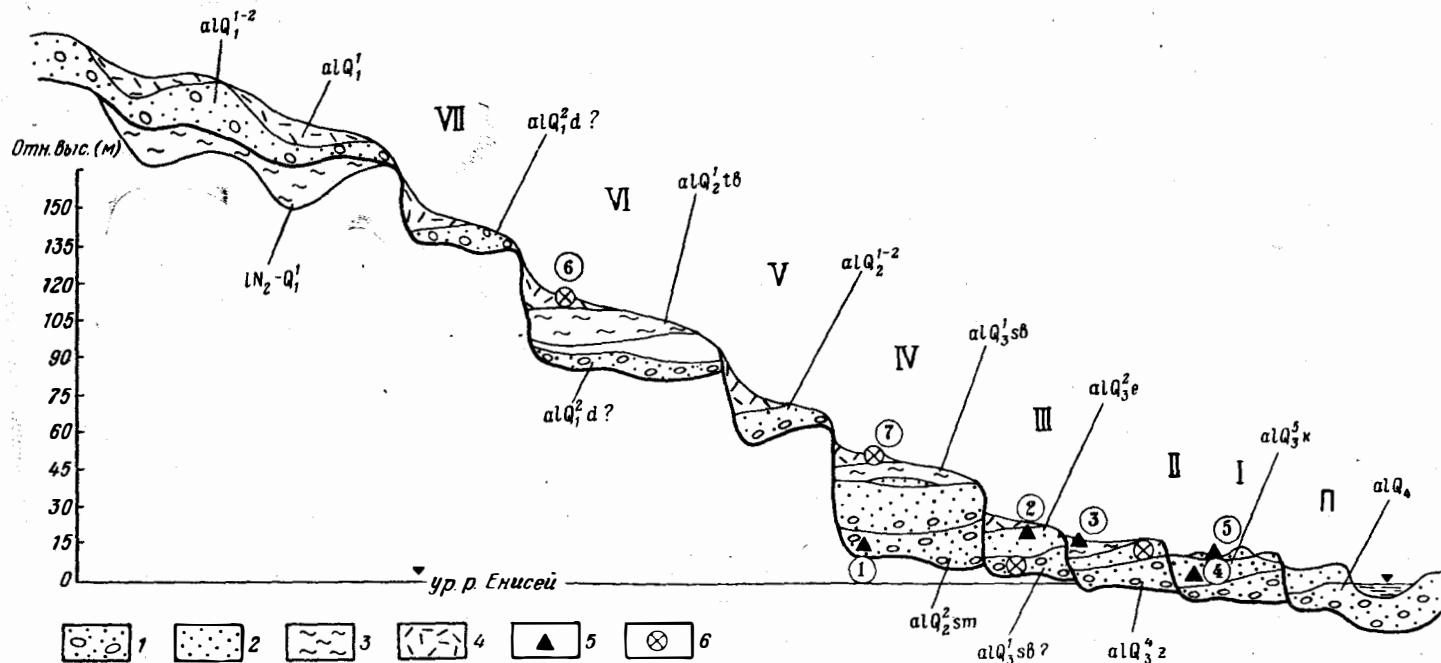


Рис. 58. Схема строения четвертичных отложений долины Енисея у г. Красноярска
(по В. И. Громову, 1948 и М. П. Нагорскому, 1937, 1941)

1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины и суглинки; 4 — делювиальные отложения; 5 — палеолитические стоянки; 6 — находки фауны млекопитающих
 I — Ланков Лог: северный олень, заяц, бык, лошадь, песок, мамонт; 2 — Афонтова гора II, нижний горизонт (маллен): северный олень, песок, куропатка, заяц, баран, мамонт, росомаха, благородный олень, сайга, бизон, волк, лошадь, лев, или тигр; 3 — Афонтова гора II, верхний горизонт: северный олень, бык, лошадь, песок (мало); 4 — Переселенческий пункт: лошадь, косуля, лось, домашняя собака; 5 — Бирюсинские стоянки, полное отсутствие вымерших видов, много косули; 6 — остатки мамонта в делювии; 7 — носорог в делювии

дины самаровская морена погружается под уровень р. Енисея между селами Бахта и Новоселово (62°30' с. ш.). У пос. Фарково к югу от границы зырянского оледенения скважиной вскрыты три ледниковых горизонта: демьянский (216—202 м), самаровский (134—122 м) и енисейский (58—47 м).

На правобережье Енисея самаровская морена лишь местами уцелела от размыва и на междуречье Подкаменной и Нижней Тунгусок к ней может быть отнесена нижняя морена бассейна р. Дельтулы.

В районе Подкаменной Тунгуски моренные самаровские слои фациально замещаются озерными ярцевскими слоями — горизонтальнослоистыми глинистыми осадками огромного подпрудного бассейна, возникшего перед ледником.

В разрезах устанавливаются и переходные фациальные разности «озерной морены», включающей фауну пресноводных моллюсков и обломочный материал смешанного состава — трапповой провинции и провинции Енисейского кряжа. Горизонтальнослоистые глины ярцевского бассейна перекрывают Сым-Касский и частично Кас-Енисейский водораздел, а по левобережью Енисея прослеживаются вплоть до с. Абалаково. Во время наибольшего стояния уровня озера его воды, как показали Б. В. Мизеров (1956) и С. Б. Шацкий, имели сток на запад, в бассейн Оби.

Ярцевские слои характеризуются березово-травянистым (лесогундровым) спорово-пыльцевым спектром. При этом ареал *Betula nana*, по данным А. И. Животовской, включал также и Абалаковский район (58° с. ш.).

Фазе деградации самаровского ледникового покрова отвечает формирование аллювиально-зандровой Сым-Дубцесской равнины, отметки которой снижаются от 100 м над уровнем Енисея на севере до 50 м в долинах Сыма и Каса. Эта равнина к югу от 60° с. ш. переходит в лагерьную (IV надпойменную) террасу долины Енисея, пользующуюся весьма широким развитием. По мнению А. И. Животовской и М. П. Нагорского (1937), формирование террасы в районах с. Абалакова и Красноярска падает на конец оледенения и последующее межледниковье. Низы разреза террасы датируются мустьерской стоянкой Ланкова Лога и остатками мамонта, носорога, бизона и северного оленя (Громов, 1948). У д. Атаманово низы разреза террасы, по данным В. В. Фениксовой и С. П. Горшкова, характеризуются остатками *Elephas primigenius* В1. (ранняя форма), *Equus hemionus* P all., *E. caballus* L., *Ovis ammon* L., *Bison priscus deminutus* Gr., *Rhinoceros antiquitatis* В1., *Rangifer tarandus* L., *Cervus elaphus* L., *Bison* sp., *Cervus* sp. и др. (определения И. А. Дуброво).

Отложения моложе самаровского оледенения наиболее полно изучены в пределах Енисейской впадины. В Осиновском районе самаровская морена с размывом перекрывается хахалевскими слоями, представленными разнозернистыми песками с галькой метаморфических, кислых и кремнистых пород и траппов.

Выше Осиновских порогов эти пески формируют хахалевскую (III надпойменную) террасу, поверхность которой ниже Осиновских щек перекрыта более молодыми отложениями санчуговской свиты и терраса оказывается погребенной. В разрезах у ст. Мирное (62°20' с. ш.) в хахалевских слоях встречена автохтонная торфяная залежь с растительными остатками, среди которых были определены *Bryales*, *Sphagnales*, *Larix* sp. cf. *Picea* sp., *Betula* sp., *Sparganium* sp., *Potamogeton*

cf. *alpinum*, cf. *Luzula*, *Andromeda polifolia*, *Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre*, *Hippurus vulgaris* и др.

Послойное палинологическое изучение хахалевских слоев, выполненное В. В. Зауер, Л. С. Короткевич, Е. С. Малясовой и др., свидетельствует о том, что хахалевские слои в Осиновском районе формировались в климатических условиях, более благоприятных, нежели современные.

Песчаные хахалевские слои в пределах Енисейской впадины перекрываются глинистыми оплывнинскими слоями мощностью до 10—20 м (Зубаков, 1957, 1958). В Осиновском районе оплывнинские слои охарактеризованы пресноводной флорой диатомовых и представляют озерные образования. Ниже по течению Енисея (64—65° с. ш.) озерные отложения замещаются эстуарно-морскими с *Macoma baltica* L. и спорово-пыльцевым комплексом елово-кедровой тайги.

Корреляция разрезов долины Енисея на участке Подкаменная — Сухая Тунгуска с разрезами низовьев Енисея путем горизонтального прослеживания пластов приводит к выводу, что хахалевские слои являются стратиграфическим аналогом мессовских слоев, выделенных В. Н. Саксом (1945, 1953), а оплывнинские слои должны быть сопоставлены с низами санчуговской свиты.

В настоящее время мессовские слои относятся к аллювиально-дельтовым и частично к прибрежно-морским отложениям (Маслов, Троицкий, Стрелков, 1957).

Поскольку оплывнинские слои повсеместно перекрываются ледниковыми отложениями енисейского (тазовского?) горизонта, сопоставляемого с первым верхнечетвертичным (московским) оледенением, то хахалевские и оплывнинские слои следует относить к межледниковью, получившему название самбургского.

В долине среднего течения Енисея самбургскому межледниковью соответствуют верхи (IV надпойменной) Лагерной террасы, характеризующиеся погребенными почвами и межледниковым спорово-пыльцевым комплексом. По данным А. И. Животовской, у с. Абалаково накоплению аллювия Лагерной террасы отвечают три подфазы развития растительности: смешанных лесов из пихты, сосны и березы с примесью дуба, липы и орешника; лесостепной и таежной. В Осиновском районе также намечаются три подфазы растительности: кедрово-еловой тайги; елово-березовых смешанных лесов с единичной примесью липы, орешника и папоротника осмунда и елово-кедровой тайги в сочетании с сосновыми борами.

В пределах Енисейской впадины сплошным распространением пользуются валунные оскольчатые суглинки, выделенные В. Н. Саксом (1945) в низовьях Енисея в санчуговскую свиту. Структурно-литологические особенности ее (наличие неокатанных несортированных обломков горных пород, а нередко и отсутствие слоистости) придают этим суглинкам облик моренных образований.

В 1955—1956 гг. буровыми работами было установлено, что санчуговская свита не может сопоставляться по времени с самаровским оледенением, поскольку морена последнего, погруженная ниже уровня Енисея, отделена от санчуговской свиты толщей хахалевских (мессовских) песков. В 1955—1957 гг. С. А. Архиповым (1957, 1958), В. А. Зубаковым (1957а, 1957б), Ю. А. Лаврушиным (1958) и Д. В. Семеновским были произведены сборы фауны морских моллюсков в так называемой морене тазовского оледенения. Общий облик фауны из этого

горизонта, включающий *Portlandia arctica* Gray, *P. lenticula* Moll., *Astarte crenata* Gray, *A. montaqui* Dillw. и др. (определения М. А. Лавровой и С. Л. Троицкого), является типично санчуговским и свидетельствует об отложении осадков в морских условиях. Все это дает основания полагать, что так называемое тазовское покровное оледенение, с которым связывают формирование краевых образований в верховьях рек Надыма, Пура и Таза, в действительности не существовало. Однако структурно-литологические особенности санчуговской свиты, сближающие ее с мореной, минералогический и петрографический состав обломочного материала, арктический характер фауны и диатомовой флоры, ярко выраженный лесотундровый облик спорово-пыльцевого комплекса, наличие фациальных переходов морских отложений санчуговской свиты в моренные образования Средне-Сибирского плоскогорья в разрезах долин рек Бакланихи, Татарки, Фатьянихи и Бахты, постепенный переход санчуговской свиты на отдельных участках в типичные ленточные глины (Архипов, 1957; Зубаков, 1958; Лаврушин, 1958) и другие признаки позволяют сделать вывод о синхронности предпоследнего (по терминологии ряда геологов максимального) или енисейского оледенения Средне-Сибирского плоскогорья санчуговской трансгрессии.

Верхи санчуговской свиты в пределах Енисейской впадины частично представлены уже континентальными образованиями — немymi флювиогляциальными песками и ленточными глинами. К северу от 64° с. ш. они переходят в прибрежно-морские пески, описанные В. А. Зубаковым в качестве наденисейских слоев с обедненной и, возможно, переотложенной фауной санчуговского облика. Спорово-пыльцевые комплексы их несколько теплолюбивее енисейских слоев и указывают на время, переходное к межледниковью.

Енисейское оледенение оставило следы и во внеледниковой зоне: в долине Енисея ему соответствуют верхи разреза Хахалевской террасы на участке Осиново — Сым и Березовская (III надпойменная) терраса на участке Красноярск — Ангара. Отложения этой, террасы имеют морозобойные смятия и были перебиты ледяными клиньями; на поверхности имеются также западины, возможно, термокарстового происхождения, и дюнные пески. По данным А. И. Животовской, формирование террасы у с. Абалаково проходило в условиях сильно заболоченной тайги северного типа. У Красноярска аллювий III надпойменной террасы связан со стоянкой ориньякского типа «Коровий Лог» с холодолюбивым фаунистическим комплексом.

После регрессии санчуговского моря южная половина Енисейской впадины вступила на путь континентального развития и более молодые отложения представлены здесь преимущественно аллювием. Наиболее высокая терраса долины Енисея — Тунгусская является IV надпойменной на участке Осиновские щеки — Верхне-Имбатское. В antecedентном Осиновском участке высота ее колеблется от 50 до 115 м. Низы разреза террасы у с. Подкаменной Тунгуски, сложенные песками с галькой кислых и метаморфических пород Енисейского кряжа и Саян (Лунгерсгаузен, Зубаков, 1956) и торфянистыми глинами, характеризуются спорово-пыльцевым комплексом темнохвойной тайги (господство ели), но уже без примеси широколиственных пород и папоротника осмунда (Зауер и Зубаков, 1958).

Верхи террасы сложены толщей немых песков с морозобойными смятиями слоистости и с исключительно ярко выраженными «ледяными»

клиньями. Ниже по течению немые пески с «ледяными клиньями» замещаются флювиогляциальными песками и мореной зырянского оледенения (севернее устья Нижней Тунгуски), которые залегают непосредственно на погребенных песках с торфами.

В разрезах Игарской протоки аллювиальные пески погребенной Тунгусской террасы переходят в прибрежно-морские фации казанцевской свиты с *Balanus hameri* A s c., *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* L. (Сакс, 1951, 1953).

Песчаные морские фации казанцевской свиты с *Cyprina islandica* L., *Mytilus edulis* L. и др., фиксируемые В. Н. Соколовым, В. С. Волковой, С. Б. Шацким и др. в низовьях рек Лодочной, Соленой и по Большой Хете, южнее, в районе ст. Фарково, замещаются глинистыми озерными фациями эстуария с пресноводными моллюсками. Это свидетельствует о существовании в казанцевское время залива в северной части Енисейской впадины.

В пределах внеледниковой зоны отложения, соответствовавшие по времени регрессии санчуговского бассейна (казанцевской свиты), не выделяются. По-видимому, это время в долине Енисея отмечено врезом и формированием уступа Березовской террасы.

Отложения последнего крупного оледенения Сибири, названного В. Н. Саксом (1945) зырянским, развиты только в северной части Енисейской впадины. Граница оледенения пересекает Енисей у г. Туруханска. По данным О. Ф. Белостоцкой, М. Н. Благовещенской, И. М. Фердмана, В. Г. Жукова, Д. К. Зегбарта и А. А. Макаровой, С. А. Архипова (1958), на левобережье Подкаменной Тунгуски, в районе массива Летний Камень, имелся местный центр оледенения. В пределах Западно-Сибирской низменности оледенение имело две стадии: маковско-хетскую, или караулскую (максимальную) и приенисейскую, или ньпан (Шацкий, Стрелков, 1954); которые выделяются по наличию краевых образований и не подтверждены пока стратиграфическими данными.

Как во время самаровского оледенения, в маковско-хетскую стадию в пределах Енисейской впадины существовал подпрудный озерный бассейн, в котором шло накопление горизонтально-слоистых супесей, суглинков и песков с прослоями аллохтонного торфа, выделенных С. Б. Шацким в фарковские слои. Палинологическая характеристика фарковских слоев, слагающих Турухан-Елогуйскую озерно-аллювиальную равнину, свидетельствует о существовании перигляциальных климатических условий вплоть до 61° с. ш.

Выше устья Елогуя и на правобережье Енисея стратиграфическим аналогом фарковских слоев является локальная Осиновская (III надпойменная) терраса. У ст. Бакланиха в аллювии этой террасы обнаружен скелет мелкого мамонта (О. Ф. Белостоцкая и М. Н. Благовещенская).

Начальной стадии зырянского оледенения в пределах внеледниковой зоны синхронны верхи Тунгусской террасы у Подкаменной Тунгуски (см. выше) и Красноярская (II надпойменная) терраса участка Осиновский порог — Красноярск. В Красноярском районе эта терраса датируется палеолитическими стоянками мадленского типа и остатками мамонта, шерстистого носорога, песца, тундровой куропатки, северного оленя, козули, сайги, лошади и других представителей холодолюбивых позднепалеолитического комплекса, а также остатками современного человека (Громов, 1958).

Деградации зырянского оледенения в долине Енисея соответствует формирование Каргинско-Ладейской террасы, являющейся в нижнем течении II надпойменной, в среднем течении I надпойменной.

К северу от 65° с. ш. к верхам этой террасы приурочены мощные погребенные торфяники, а южнее — погребенные почвы. У Красноярска терраса датируется палеолитическими стоянками типа «Переселенческий пункт», фаунистический комплекс которых (северный олень, марал, бизон, козуля, волк, лошадь, пещерный лев, заяц) соответствует, по В. И. Громову (1948), позднеледниковой ксеротермической эпохе.

В низовьях Енисея с Каргинской террасой связаны многочисленные находки остатков мамонта и северного оленя (Сакс, 1953; Архипов, 1958 и др.). Палинологические данные свидетельствуют об устойчивом потеплении климата к концу формирования террасы.

На участке к северу от Полярного круга к верхам Каргинской террасы приурочены погребенные льды инфильтрационного и снежно-фирнового генезиса (Сакс, 1953, Туммель, 1940), составляющие определенный стратиграфический горизонт, соответствующий заключительной сартанской стадии зырянского оледенения. К югу от 66° с. ш. сартанское похолодание не нашло отражения в изменении осадконакопления и в палинологических данных. В пределах Енисейской впадины сартанской стадии оледенения синхронно формирование I надпойменной террасы — Имбатской в нижнем течении (по И. В. Лебедеву и Б. В. Мизерову). К отложениям ее приурочены находки последних остатков мамонта (Д. К. Зегебарт) и северного оленя (С. А. Архипов).

К современной эпохе могут быть отнесены отложения пойменных террас долины Енисея и его притоков. В долине Енисея к пойменной террасе приурочены находки неолитических орудий и остатков стоянок с необожженными черепками (Ивановский, 1954).

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Опубликованные и рукописные работы по четвертичным отложениям восточной части Саяно-Алтайской складчатой области крайне кратки.

Ряд геологов, среди которых необходимо упомянуть И. К. Баженова, А. Р. Бурачек, Д. А. Васильева, С. Г. Мирчинк, А. А. Моссаковского, Н. И. Парвицкую, В. С. Суворову, Я. С. Эдельштейна и др., касались четвертичных отложений этой области попутно с другими вопросами. Особо следует выделить работы Н. Б. Семихатовой и Н. Г. Шубиной, которые наметили историю четвертичного периода для Назаровской котловины и юга Чулымской впадины.

Четвертичные отложения рассматриваемой области очень бедны органическими остатками, что крайне затрудняет их стратиграфическое расчленение. Поэтому при составлении стратиграфической схемы четвертичных отложений приходится учитывать вещественный состав выделяемых комплексов пород, условия залегания и связь их с определенными формами рельефа, взаимоотношение этих комплексов между собой, а также общие представления о развитии рельефа рассматриваемой территории.

Наиболее полно изучены четвертичные отложения системы Минусинских котловин и отчасти речных долин, пересекающих эти котловины, и обрамляющие их горные сооружения. В пределах последних четвертичные отложения почти не изучены.

СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ И СРЕДНЕ-МИНУСИНСКАЯ КОТЛОВИНЫ

К наиболее древним отложениям четвертичного возраста Северо-Минусинской котловины (рис. 59) относятся два комплекса пород: аллювиально-пролювиально-делювиальные отложения предгорных равнин и аллювиальные и делювиальные образования погребенных долин.

Аллювиально-пролювиально-делювиальные отложения распространены на предгорной равнине вдоль северного склона Кузнецкого Алатау, где они прослеживаются небольшими пятнами на вершинах увалов с абс. высотой 400—450 м (район сел Шарыпово, Белозерка, Кочниха), на поверхности плоских водоразделов с абс. высотой 320—280 м.

Они представлены коричневыми песчанистыми глинами, суглинками, желтоватыми супесями, песками с гравием и галечниками. Вся толща пород переполнена слабоокатанной галькой (диаметром до 5 см) в основном кремнистых и кварцевых пород. Местами в основании четвертичной толщи лежат галечники мощностью до 3,5—5 м. У подножия Кузнецкого Алатау преобладают галечники, местами конгломераты. К северу они сменяются песчано-глинистыми породами с примесью гравия и гальки.

Общая мощность описываемых отложений не превышает 10—12 м.

Аллювиальные и делювиальные образования древних погребенных долин известны у сел Мариновки и Скоробогатого, где они вскрыты рядом скважин. Это красно-бурые глины, неоднородные, очень плотные.

В бассейнах рек Ужура и Серж наблюдается комплекс аллювиально-делювиальных образований нерасчлененного нижнего и среднего отделов, залегающий на современных водоразделах, в древних эрозионных ложбинах, которые местами используются современными реками (участки долин рек Ужура, Серж, Сокса). Эти древние ложбины врезаны в аллювиально-пролювиальные отложения предгорной равнины и, следовательно, моложе их.

Представлены они в нижней части разреза песчанистыми темно-коричневыми глинами, в верхней части буровато-серыми глинами, песчанистыми с рассеянными зернами гравия и прослоями песка. Иногда в основании они содержат галечники.

В районе с. Глядень в аналогичных отложениях Н. Б. Семихатовой найдены остатки костей быка *Bison schoetensacki* F r e u d., сходного с нижнечетвертичными (Вангенгейм, 1954).

В долине р. Серж у с. Новой Соксы аллювиально-делювиальные отложения вышеописанных древних долин прорезаны более молодыми крупными ложбинами глубиной до 110 м. Они выполнены серыми песками с галькой в нижней части разреза и серыми карбонатными глинами в верхней его части.

Сохранившаяся мощность толщи колеблется в пределах 25—40 м. Верхняя часть ее, вероятно, размыта. В эти породы вложены надпойменные террасы современных рек, под отложениями которых они и вскрываются скважинами. Помимо долины р. Серж эта толща распространена в долинах почти всех крупных рек Северо-Минусинской котловины: Чулыма, Серты, Тяжина и др.

К последнему этапу образования древних ложбин можно отнести Бей-Булуцкую депрессию, древнюю Таргинскую долину, расположенную к югу от оз. Черного вдоль широтного отрезка Кузнецкого Алатау, а также Ошкольскую долину, оставленную когда-то р. Черным Июсом.

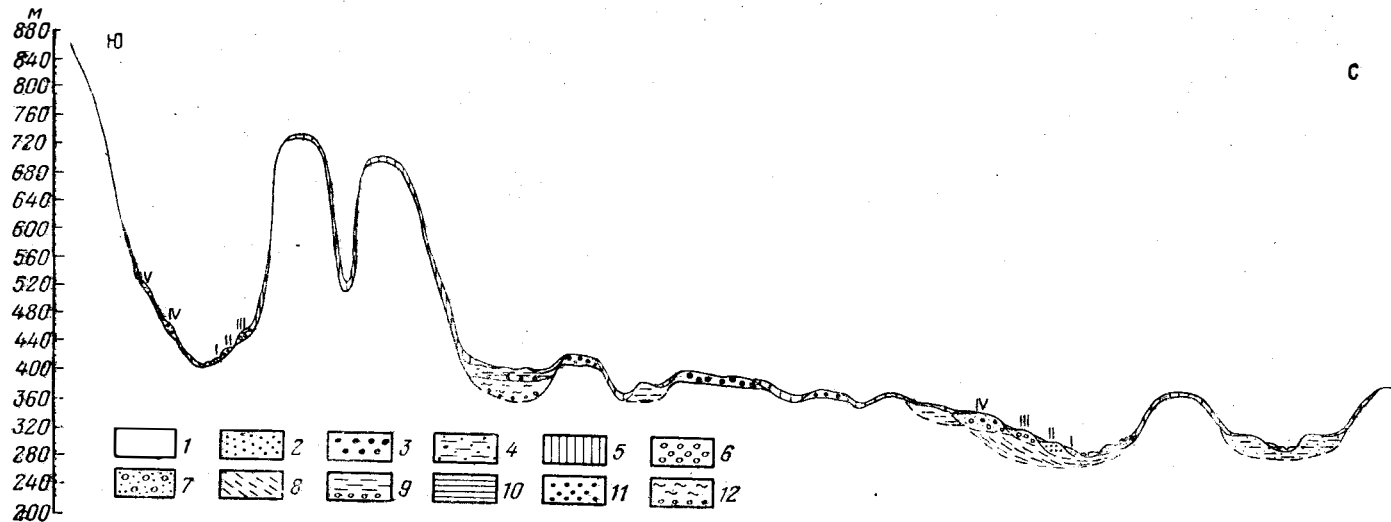


Рис. 59. Схема взаимоотношений различных комплексов четвертичных отложений Северо-Минусинской и Средне-Минусинской котловин и их горного обрамления

Современный отдел (Q_4): 1 — аллювиальные отложения поймы — пески, галечники, глины или (alQ_4). Верхний отдел (Q_3): 2 — аллювиальные отложения I надпойменной террасы — суглинки, пески, глины, галечники (alQ_3^I); 3 — аллювиальные отложения II надпойменной террасы — суглинки, пески, глины, галечники (alQ_3^{II}); 4 — аллювиальные отложения древних ложбин стока — пески, суглинки (alQ_3). Современный — средний отдел (Q_{2-1}): 5 — элювиально-делювиальные отложения — лёссовидные суглинки, супеси, суглинки со щебенкой коренных пород ($el-dlQ_{2-1}$). Средний отдел (Q_2): 6 — аллювиальные отложения III надпойменной террасы — суглинки, глины с прослоями песков, пески с галькой (alQ_2^{III}); 7 — аллювиальные отложения IV надпойменной террасы — пески, галечники, глины (alQ_2^{IV}); 8 — озерно-аллювиальные отложения древних переуглубленных долин — глины серые и сизоватые, карбонатные, плотные ($l-alQ_2$). Средний-нижний отделы (Q_{1-2}): 9 — аллювиально-делювиальные образования древних ложбин стока — глины коричневые и серые, глинистые пески с галькой ($al-dlQ_{1-2}$); 10 — аллювиальные отложения V надпойменной террасы — пески, галечники, глины (alQ_{1-2}). Нижний отдел ($Q_1?$): 11 — аллювиально-пролювиально-делювиальные отложения предгорных равнин — галечники, пески, глины, супеси и суглинки ($al-pr-dlQ_1?$); 12 — аллювиальные и делювиальные отложения погребенных долин, красные-бурые глины ($al-dlQ_1?$).

Отложения Бей-Булукской долины, вытянувшейся вдоль подножия Батеневского кряжа от Утиных озер до Енисея, вскрыты р. Вершинной. В основании лежат пески, желто-бурые, горизонтальнослоистые, с прослоями гравия и гальки мощностью до 5,5 м. Выше по разрезу пески сменяются лёссовидными суглинками, желто-бурыми с примесью гравия и порфиритовой щебенки мощностью до 1 м. В верхней части разреза суглинки утрачивают грубость материала, цвет становится бледно-желтым. Мощность их до 4—4,5 м. Выше по долине суглинки в разрезе заменяются песками, желто-серыми, правильно слоистыми, более грубыми у основания мощностью до 11,5 м.

Таргинская долина, расположенная к югу от оз. Черного вдоль широтного отрезка Кузнецкого Алатау, выполнена галечниками с примесью гравия и песка, вскрытыми в скважинах. Видимая мощность их превышает 4—5 м.

Поверхность Ошкольской древней долины сливается с поверхностью II надпойменной террасы р. Черного Илюса. Ее слагают (по данным разрезов скважин) галечники мощностью до 0,5 м, перекрытые бурыми суглинками со щебенкой и галькой мощностью до 4,5—5 м (Красильников, Лиховицкий и др., 1952).

СЫДО-ЕРБИНСКАЯ И ЮЖНО-МИНУСИНСКАЯ КОТЛОВИНЫ

Наиболее древние четвертичные отложения в Южно-Минусинской котловине (рис. 60) отмечаются у подножия Западного Саяна в районе сел Саянского, Шунера и вверх по Енисею. Эти аллювиально-пролювиальные отложения представлены галечниками; в составе гальки изверженные и метаморфические породы мощностью до 16,5 м. По направлению к котловине мощность галечников уменьшается и происходит замена крупнообломочного материала более мелкозернистым.

В этом же направлении галечники замещаются частично по простиранию и вверх по разрезу глинистыми отложениями, распространенными в Южно-Минусинской котловине в основном к востоку и юго-востоку от Минусинска. Глины обнажаются лишь в долине р. Амыла, в районе с. Каратузского, на остальной площади они вскрыты скважинами. Это — серые глины с переслаиванием песчанистых и пластичных разностей. В нижней части разреза глины имеют пеструю окраску с преобладанием красных тонов. Глины залегают на неровной эродированной поверхности коренных пород. Местами в основании их сохранились галечники преимущественно кремнистых и кварцевых пород, количество которых по мере приближения к предгорьям Саян заметно увеличивается.

Максимальная мощность описываемых глин достигает 190 м, средняя колеблется от 40 до 100 м. Мощности глин резко меняются за счет неровностей коренного ложа. Верхняя же часть глинистой толщи ограничена сравнительно выровненной поверхностью, впоследствии размытой руслами рек. Глины по всему разрезу содержат плейстоценовый комплекс спор и пыльцы.

В Сыдо-Ербинской котловине по право- и левобережью Енисея севернее долины р. Сыды в днищах широких межуэстовых долин скважинами вскрыты аллювиальные разнозернистые пески с галькой, перекрытые коричневыми или серыми песчанистыми глинами с прослоями (до 6 м) серого песка. Мощность их колеблется от 10 до 30 м. Пески и глины перекрываются коричневыми и серыми суглинками

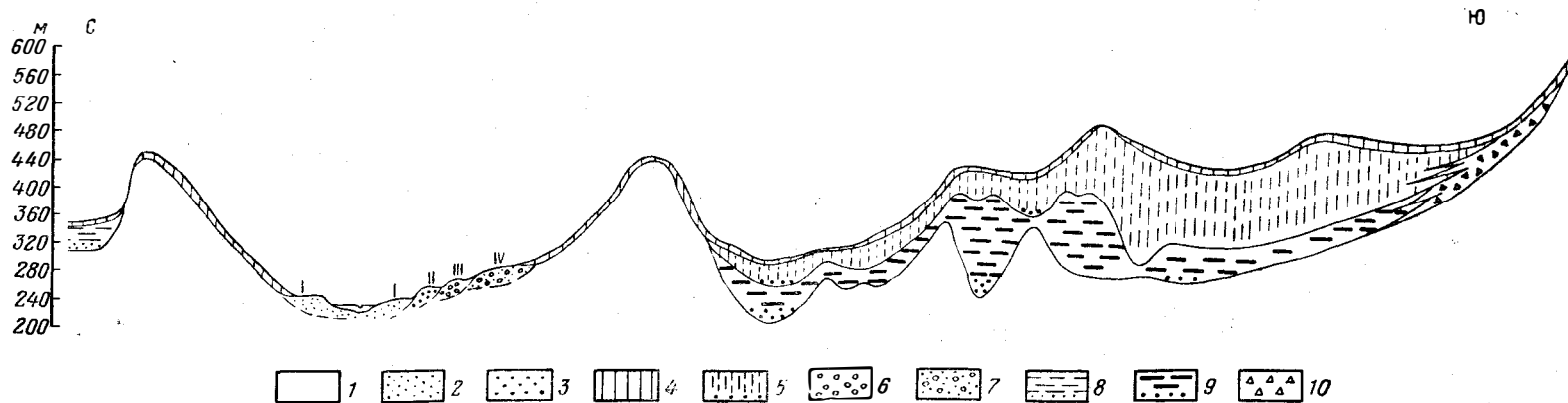


Рис. 60. Схема взаимоотношений различных комплексов четвертичных отложений Южно-Минусинской и Сыдо-Ербинской котловин и их горного обрамления

Современный отдел (Q_1): 1 — аллювиальные отложения поймы — галечники, пески, глины ($al Q_1$). Верхний отдел (Q_2): 2 — аллювиальные отложения I надпойменной террасы — пески, суглинки, галечники ($al Q_2^I$); 3 — аллювиальные отложения II надпойменной террасы — суглинки, глины, пески, галечники ($al Q_2^{II}$). Современный — средний отделы (Q_{2-4}): 4 — элювиально-делювиальные отложения склонов и водоразделов — лёссовидные суглинки, супеси со щебнем коренных пород ($el-dl Q_{2-4}$). Верхний — средний отделы (Q_{2-3}): 5 — озеро-аллювиальные отложения древних озерных расширений крупных рек — супеси, пески, мергели ($al Q_{2-3}$). Средний отдел (Q_2): 6 — аллювиальные отложения III надпойменной террасы — пески, галечники ($al Q_2^{III}$); 7 — аллювиальные отложения IV надпойменной террасы — пески, галечники, глины ($al Q_2^{IV}$); 8 — аллювиальные отложения древних межустьевых долин — глины, пески, суглинки ($al Q_2$). Средний — нижний отделы (Q_{1-3}): 9 — озеро-аллювиальные отложения древних озеровидных расширений крупных рек — глины, галечники ($l-al Q_{1-3}$). Нижний отдел ($Q_1?$): 10 — аллювиально-пролювиальные отложения предгорных шлейфов — галечники, валунник, глины, ($al-pr Q_1?$)

с прослоями глин. Мощность их 12—14 м. Они постепенно переходят в 14—20-метровую пачку лёссовидных суглинков.

На размытой поверхности вышеописанных озерно-аллювиальных глинистых осадков залегают желто-серые супеси и пески. В Южно-Минусинской котловине они распространены шире, чем подстилающие их глины на междуречье Абакана, Енисея, Тубы, Ои и их притоков. Эти породы появляются и в Сыдо-Ербинской впадине по правобережью Енисея к востоку от сел Бузуново и Дмитриевки. Залегают они на высоких выровненных поверхностях водоразделов в Сыдо-Ербинской котловине на высоте 300—450 м, в Южно-Минусинской — 360—450 м и вскрыты скважинами. Это — желто-серые супеси, мелкозернистые пески и лёссовидные породы с подчиненными выклинивающимися прослоями глин. В супесях наблюдаются линзовидные скопления известково-мергелистых конкреций, часто содержащих фауну наземных и пресноводных моллюсков (Кац, Семихатова, 1956; Красильников, Ляховицкий и др., 1952).

В нижней части супесей появляются пески, плохо отсортированные, с примесью гальки и галечников, реже с прослоями серых плотных песчаников и глин тоже с рассеянной галькой. К востоку от сел Бузуново и Дмитриевки в супесях встречаются прослойки розового мергеля (Кац, Семихатова, 1956).

Эти отложения, видимо, связаны с долинообразными понижениями размытой поверхности древнего рельефа.

Максимальная общая мощность супесчаных пород к северу от р. Ои (по скважинам) достигает 169 м. Средние мощности колеблются в пределах 30—60 м.

Верхнюю часть разреза озерно-аллювиальных отложений составляют пески, желто-серые, параллельнослоистые, иногда тонкослоистые с прослоями глин и редкими единичными мелкими гальками, приуроченные к сравнительно узкой полосе, вытянутой с юга-запада на северо-восток по правобережью р. Абакана близ с. Курагино на р. Тубе.

У с. Бея в желто-серых супесях с прослоями песка и рассеянной мелкой галькой А. А. Моссаковским обнаружены кости *Elephas* sp. (вероятно, *Elephas primigenius* Blum., по определению Э. А. Вангенгейм). В песках по р. Луговке Н. И. Батовым собраны остатки *Elephas primigenius* Blum. и *Bison priscus* Vj. Возраст названных остатков определяется концом среднечетвертичной — началом позднечетвертичной эпохи.

ТЕРРАСОВЫЙ КОМПЛЕКС ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Террасовый комплекс четвертичных отложений представлен аллювиальными образованиями пяти надпойменных террас и поймы рек бассейнов Енисея и Чулыма.

Отложения V надпойменной террасы рек Енисея и Кии сохранились в Восточных Саянах в устье р. Уса и по р. Кие в Кузнецком Алатау. Они представлены серыми, желтыми и желто-бурыми пластичными глинами с прослоями гравия и с галечником в основании, а также разнозернистыми песками с характерной речной слоистостью. Гальки выветрелые, нередко встречаются следы хорошей полировки и корочки пустынного загара. В основании толщи отмечается валунник. Некоторые авторы считают его перемытой мореной.

Эти отложения суммарной мощностью 6—7 м лежат на 100-метровой террасе (Мирчинк и Бурачек, 1943; Пинус и Парвицкая, 1955).

Отложения IV и III надпойменных террас рек бассейна Енисея и Чулыма лучше всего сохранились в предгорных частях котловин и в горах.

По р. Енисею у сел Биря, Унжук и Новоселово и по р. Чульму в пределах Назаровской котловины они представлены серовато-бурыми песками с галькой и супесями, севернее перекрывающимися лёссовидными суглинками с рассеянной галькой. Местами пески IV надпойменной террасы подвергались перевеванию и затем были закреплены сосновыми борами. Мощность отложений IV и III надпойменных террас более 15—30 м.

В предгорьях и горных обрамлениях Минусинской котловины IV и III надпойменные террасы являются, как правило, эрозионно-аккумулятивными. В Западном Саяне остатки IV террасы наблюдались в долине р. Енисея при впадении в нее рек Сизой, Голубой и Уса, а также рек Кии и Урюпа в Кузнецком Алатау. В основании разреза аллювия залегает валунно-галечниковый материал, перекрытый песками с галькой. К востоку от г. Минусинска по долине р. Тубы у с. Курагино III терраса является, видимо, эрозионной; она выработана в толще серо-желтых супесей, на выровненной поверхности которых наблюдаются кварцевые галечники.

Аллювиальные отложения II и I надпойменных террас представлены косослоистыми разнозернистыми песками, супесями, лёссовидными суглинками с прослоями глин, гравия и галечников. Как правило, песчано-галечниковый материал приурочен к низам разреза, составляя не более его трети. Верхние две трети разреза сложены супесями и лёссовидными суглинками с рассеянной в них галькой. Мощность отложений II террасы колеблется от 12 до 20 м, I террасы — от 6 до 16 м. В отложениях II и I террас р. Енисея найдены палеолитические и неолитические стоянки (Громов, 1948). В суглинках II террасы на р. Чульме у с. Арапкаево, на реках Берешь, Кие, Урюпе и др. встречены остатки *Elephas primigenius* Blum. и *Bison priscus* Vj. (Моссаковский и Суворова, 1954, 1955).

Отложения пойм рек и ручьев (реки Серта, Серез, Ужур, Березовка, Жура с притоками), протекающих по равнине на севере рассматриваемого района, представлены желтовато-бурыми глинами с прослоями песка, гравия и галечников (Кац, Семихатова, 1956; Моссаковский и Суворова, 1954, 1955). Характерны прослойки темно-серых глин. В горных районах и долинах крупных рек — Енисея, Чулыма и их крупных притоков (Моссаковский и Суворова, 1954; Парвицкая и Пинус, 1955) пойменные террасы почти целиком сложены галечниками с подчиненным количеством гравия, песка и глин. Величина обломков зерен и степень окатанности их уменьшается по мере приближения реки к равнине.

В долинах рек бассейнов Енисея и Чулыма четко выделяются два уровня поймы — высокий и низкий. Мощность пойменных отложений на севере не превышает 8—10 м, а на юге — 15 м.

История развития рельефа рассматриваемой территории представляется следующей. К концу третичного времени территория, по мнению большинства исследователей, представляла пенепленизированную поверхность, на которой современные горные хребты слабо выделялись в виде плосковерхих невысоких увалов. Формирование современного рельефа началось с альпийского времени, когда интенсивные дифференциальные тектонические движения привели к образованию

основных орографических элементов рассматриваемого района. Тогда уже эрозионные процессы подвергли интенсивной препарировке геологические структуры палеозойского фундамента, а в области котловины преобладающее значение приобрели процессы аккумуляции. Отложениями блуждающих потоков и конусами выноса временных водотоков была сформирована предгорная равнина. Остатки ее сохранились у подножия Кузнецкого Алатау на абс. высотах от 400—450 до 320—280 м, а в предгорьях Западного Саяна на абс. высотах 500—600 м. Воздымание горных хребтов и изменения климатических условий (постепенное увлажнение и похолодание) вызвали горное оледенение южных районов края.

Крупные реки Минусинской котловины (р. Енисей и его притоки), подпруженные в связи с таянием ледников, разлились, образовав озерный бассейн. В нем накапливался комплекс озерно-аллювиальных глинистых осадков. В настоящее время он широко распространен на междуречье Абакана, Енисея и Тубы. К северу от Батеневского края обширные ложбины стока выполнялись глинистыми осадками.

К среднечетвертичному времени озеровидные расширения Минусинской котловины были, по-видимому, спущены, а в долинах рек сформировались IV и III надпойменные террасы. По всей вероятности, к этому же времени р. Енисей оставляет участок своей долины в Койбальской степи и некоторые его притоки осушаются.

Со второй половины среднечетвертичной эпохи горные хребты вновь испытали усиленные подвижки и связанное с ними оледенение. В Минусинской и Сыдо-Ербинской котловинах опять появились обширные озеровидные бассейны, тесно связанные с блуждающими руслами р. Енисея и его притоков. В них формировался комплекс супесей и песков с прослоями мергелей слагающих современные выровненные водоразделы с абс. высотами 360—450 м. В северных котловинах в это время формировались широкие ложбины стока.

В начале позднечетвертичной эпохи озера в южных котловинах постепенно спускались. В настоящее время на месте этих озер наблюдаются остатки нескольких поверхностей. В последней из них с абс. высотами 360 м р. Туба выработала III надпойменную эрозионную террасу. По времени образования она не соответствует III надпойменной террасе рек Енисея и Абакана, на что указывает заложение ее в супесях и песках со средне-верхнеплейстоценовой фауной. Образование III террасы р. Тубы, видимо, связано с формированием молодого участка ее долины в приустьевой части. Формирование II и I надпойменных террас рек относится уже к верхнечетвертичному времени. Высота II террасы 15—20 м, I террасы 6—12 м. Отложения их палеонтологически охарактеризованы.

Современная эпоха характеризуется формированием пойм двух уровней — высокой до 5 м и низкой до 1,5—3 м. В последние этапы развития рельефа происходят локальные тектонические подвижки: почти все горные хребты широтного простирания испытывают поднятие, что подтверждается развитием антецедентных участков долин, местами сопровождаемых всяческими боковыми притоками. Новейшие поднятия испытывают, видимо, и отдельные структуры межгорных котловин, о чем можно судить по развитию в их области системы молодых оврагов, выделяющихся на фоне сравнительно древнего внутреннего рельефа.

Заключение

Нижнечетвертичный возраст аллювиально-пролювиальных песчано-галечниковых образований принимается в значительной мере условно. Вероятно, к этому же времени, а возможно, и к более позднему следует относить образование древнейших погребенных ложбин сел. Мариновка—Скоробогатово, заключающих красноцветные глины, сопоставляемые некоторыми авторами (Кац, Семихатова, 1956) с верхнеплиоценовыми красными глинами р. Калбы и Зайсанской котловины.

Образование аллювиально-пролювиальных отложений предгорных равнин, возможно, было связано с началом существования Западного и Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау как горных сооружений. В четко оформившихся межгорных котловинах, вероятно, со второй половины раннечетвертичной эпохи начинается формирование мощных аккумулятивных толщ. Их образование, по всей вероятности, обусловлено таянием ледников в окружающих горах.

В Южно-Минусинской котловине, подпруженной Батеневским кряжем, образовалась система блуждающих русел с обширными то сливающимися, то распадающимися озеровидными расширениями, в которых накапливались глинистые толщи. В это же время на севере в широких ложбинах стока формируются глинисто-песчаные аллювиальные толщи. В Кузнецком Алатау и Восточном Саяне происходит образование V надпойменной террасы.

Данные спорово-пыльцевого анализа и соотношение этих отложений с более молодыми четвертичными осадками позволяют заключить, что накопление их, видимо, заканчивается в среднечетвертичную эпоху.

К среднечетвертичной эпохе относится и формирование древних переуглубленных долин с максимальным врезом 90—110 м. Выполняющие их серые глины хорошо параллелизуются с аналогичными отложениями Западно-Сибирской низменности. Возраст последних на основании находок остатков хозарской фауны и комплекса семяной флоры многими авторами определяется как начало среднечетвертичной эпохи.

К более поздней части среднечетвертичной эпохи можно относить образование IV и III надпойменных террас. Возраст их принимается условно на основании соотношения как с более древними, так и с палеонтологически охарактеризованными более молодыми четвертичными отложениями.

Осадки, выполняющие древние межуэстовые ложбины Сыдо-Ербинской котловины, видимо, синхронны образованиям IV надпойменной террасы р. Енисея. Эти ложбины, по всей вероятности, и являлись крупными его притоками.

Озерно-аллювиальный супесчаный комплекс отложений Южно-Минусинской и Сыдо-Ербинской котловин не находит себе аналога на севере. Формирование этого комплекса следует отнести ко времени оледенения второй половины среднечетвертичной эпохи. Фауна же млекопитающих в верхней части супесей и песков позволяет относить их образование как к средне-, так и к позднечетвертичному времени.

Аллювиальные отложения II и I надпойменных террас на основании многочисленных находок фауны и древних стоянок человека вполне определенно датируются как верхнечетвертичные. Ко времени формирования II надпойменной террасы, вероятно, относится послед-

ний этап образования древних ложбин стока. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что поверхности II террасы и выполняющих эти ложбины осадков сливаются, а I надпойменная терраса врезана в эти осадки.

Элювиально-делювиальные образования в Алтае-Саянской области широко развиты. В равнинной части они представлены палевыми лёссовидными суглинками и супесями, нередко глинами со щебенкой и галькой подстилающих пород в основании мощностью до 8—10 м; в горных областях — это бурые суглинки небольшой мощности, переполненные щебенкой подстилающих пород. Цвет их очень часто соответствует коренным породам, на которых они развиваются.

Возраст описанных отложений устанавливается на том основании, что в период оживленной эрозионной деятельности в среднечетвертичное время, вызванной интенсивными поднятиями горных районов, почти все древние покровные отложения были размывы.

Накопление более молодых элювиально-делювиальных образований происходило уже после среднечетвертичной эпохи.

На основании вышеприведенных данных сводная схема четвертичных отложений юга Красноярского края может быть представлена в следующем виде:

Нижний отдел ($Q_1?$): 1) аллювиально-пролювиально-делювиальные отложения предгорных равнин; 2) аллювиальные и делювиальные отложения древних погребенных долин

Нерасчлененный нижний и средний отделы (Q_{1-2}): 1) озерно-аллювиальные отложения древних озеровидных расширений; 2) аллювиально-делювиальные отложения древних ложбин стока; 3) аллювиальные отложения V надпойменной террасы

Средний отдел (Q_2): 1) озерно-аллювиальные отложения древних переуглубленных ложбин стока; 2) аллювиальные отложения крупных межуэстовых долин; 3) аллювиальные отложения IV и III надпойменных террас

Нерасчлененный средний и верхний отделы (Q_{2-3}): озерно-аллювиальные отложения древних озеровидных расширений

Нерасчлененный средний, верхний и современный отделы (Q_{2-4}): элювиально-делювиальные и делювиальные отложения

Верхний отдел (Q_3): 1) аллювиальные отложения древних ложбин стока; 2) аллювиальные отложения II и I надпойменных террас

Современный отдел (Q_4): аллювиальные отложения поймы

ОБЩАЯ СВОДКА

Установление общей схемы стратиграфии четвертичных отложений Красноярского края представляет большую трудность. Вопросы расчленения четвертичной толщи даже для отдельных частей края часто не могут быть разрешены. Тем более спорным является сопоставление четвертичных разрезов по всей территории края, особенно между северной его частью, подвергавшейся неоднократному сплошному оледенению, и южными районами, либо вовсе не захватываемыми ледниками, либо имевшими локальные, не связанные друг с другом центры оледенений. При всем этом можно наметить некоторые общие закономерности в строении четвертичного покрова всех частей Красноярского края.

В пределах Западной Сибири выделяются следующие оледенения: нижнечетвертичное — ярское, по С. Б. Шацкому; демьянское, по В. А. Зубакову, являющееся аналогом лихвинского оледенения Русской равнины; среднечетвертичное — самаровское, по С. Б. Шацкому; макси-

мальное, по В. Н. Саксу, на севере Сибири, отвечающее днепровскому оледенению на Русской равнине; верхнечетвертичное — зырянское, по В. Н. Саксу, на севере Сибири, параллелизирующееся с калининским и осташковским оледенениями на Русской равнине.

Дискуссионной является самостоятельность следующего за максимальным тазовского оледенения, выделенного С. Б. Шацким и сопоставляемого с московским оледенением на Русской равнине. Конечные морены тазовского оледенения устанавливаются в верховьях рек Таза, Пура и Надьма; межледниковые отложения, отделяющие эти морены от морен предшествующего самаровского оледенения, описывались Е. П. Бойцовой и И. И. Красновым. Однако на крайнем севере Западно-Сибирской низменности, где имеются наиболее полные разрезы четвертичных отложений, не удается найти аналогов тазовской морены. Все это дает основания допускать, что тазовское оледенение является лишь стадией самаровского и что выделение межледниковых отложений, разделяющих самаровскую и тазовскую морены, является недостаточно убедительным.

Что касается выделяемого В. А. Зубаковым енисейского оледенения Средне-Сибирского плоскогорья, совпадающего во времени с санчуговской морской трансгрессией на севере Сибири, то представление о нем, как об одном из крупнейших, даже как о максимальном оледенении плоскогорья, не кажется убедительным. В санчуговских морских отложениях Северо-Сибирской низменности и на севере Западно-Сибирской низменности признаков близости ледников не обнаружено. Так же не заметен переход морских осадков у подножия гор Бырранга и Путорана в моренные образования.

Среди гальки и валунов в санчуговских отложениях даже к западу от Средне-Сибирского плоскогорья (р. Большая Хета, по данным М. К. Калинин) много северо-таймырских пород, которые могли быть занесены сюда лишь до начала трансгрессии покровным ледником. В санчуговское время северный Таймыр был почти целиком затоплен. Следовательно, в санчуговские отложения валуны попадали не с айсбергами, а из морены более древнего — самаровского оледенения, частью за счет размыва этой морены на берегах, в основном же за счет выноса в море берегового припая и речного льда. Подобные чрезвычайно сходные с ледниково-морскими отложения формируются сейчас на дне Баренцева моря, причем валуны и гальки, состоящие из пород Фенно-Скандии, приносятся именно льдами берегового припая. Роль айсбергов, отрывающихся от современных ледников Шпицбергена, Земли Франца Иосифа и Новой Земли, судя по составу валунов на морском дне, совершенно ничтожна.

Геохимические исследования санчуговских пород показали некоторое обогащение их гидроокислами железа и марганца. Последнее характерно для современных морских отложений арктических морей и связано с выносом в море соединений железа и марганца, вымываемых из подзолистых и болотных почв. Очевидно, подобное явление могло иметь место только в межледниковое время.

Наконец, при наличии мощной ледниковой шапки на Средне-Сибирском плоскогорье совершенно невероятным представляется проникновение санчуговского моря на юг вдоль долины Енисея до 63-й параллели (по данным В. А. Зубакова) и в глубь Норильской впадины (по данным С. Л. Троицкого). Вопрос же о том, не были ли

в санчуговское время в горах Путорана местные ледники, при современном уровне знаний вообще не может быть решен и не является существенным.

Для горных районов Сибири много разногласий вызывает самостоятельность самого последнего оледенения — сартанского. В ряде районов сартанское оледенение рассматривается как заключительная стадия предшествовавшего ему зырянского оледенения. Определения абсолютного возраста древесины в сартанских моренах Сопкай у подножия Урала, по данным С. Г. Боча, позволяют сопоставлять эти морены со стадией сальпауссельке в Европе. Кроме того, по степени сохранности ряд стадияльных морен зырянского оледенения скорее может параллелизоваться с моренами валдайского оледенения, чем с более древними моренными образованиями Русской равнины. Вполне возможно, что сартанское оледенение, отвечающее одной из заключительных стадий последнего покровного оледенения Северной Европы, и в Сибири во многих горных системах окажется лишь последней крупной стадией зырянского оледенения. Вместе с тем в других горных областях перерыв между зырянским и сартанским продвижениями ледников мог привести к полному исчезновению льдов, и, таким образом, зырянское и сартанское оледенения можно считать самостоятельными. По существу данные о перерыве между названными оледенениями приводятся только Я. И. Полькиным для верховьев р. Котуя, где между двумя моренами лежат слои с древесиной ели.

Несомненно, окончательное решение вопроса о количестве оледенений в Сибири и их соотношениях в отдельных областях будет достигнуто лишь по мере дальнейшего накопления фактов. Однако и сейчас можно прийти к выводу о том, что в Сибири, как и на Русской равнине, отчетливо выделяются лишь три ледниковых комплекса: нижнечетвертичный, среднечетвертичный и верхнечетвертичный, образование которых разделено длительными эпохами. Отложения нижнечетвертичного (ярского, демьянского, лихвинского) комплекса сохранились редко и перекрыты, как правило, мощной толщей аллювиальных, а на севере — морских осадков (мощность морских глин достигает 55 м), формировавшихся, по-видимому, в течение достаточно длительной (десятки тысячелетий) межледниковой эпохи.

Между отложениями среднечетвертичного (самаровского, днепровского) и верхнечетвертичного (зырянского, калининского) комплексов в свою очередь находится очень мощная (до 200 м и более) и сложно построенная толща межледниковых осадков, охватывающая отрезок времени не менее пяти-семи десятков тысячелетий.

Внутри этих трех ледниковых комплексов могут выделяться по два или больше горизонта морен, соответствующих либо стадиям, либо самостоятельным оледенениям, разделявшимся, однако, сравнительно кратковременными теплыми эпохами. Опыт изучения ледниковых отложений Европейской части СССР позволяет предполагать, что количество таких отдельных оледенений может в будущем по мере накопления фактического материала еще более возрасти. Кажется маловероятным все же выделение в дальнейшем еще таких же крупных межледниковых эпох, одна из которых твердо устанавливается после среднечетвертичного оледенения и, по-видимому, была после раннечетвертичного оледенения. Следовательно, количество основных ледниковых комплексов должно, вероятно, оставаться неизменным.

Можно лишь допустить возможность нахождения более древнего ледникового комплекса, отвечающего апшеронскому оледенению Кавказа; количество же отдельных оледенений не только остается еще точно неустановленным, но может оказаться в отдельных областях различным. В одних случаях ледники, например между зырянским и сартанским оледенениями, могли полностью деградировать (горы Путорана), в других — они, возможно, сохранялись. То же касается, вероятно, тазовского оледенения, которое на севере Сибири могло сливаться с самаровским, а в центральных частях Западно-Сибирской низменности могло проявляться как самостоятельное.

Наряду с ледниковыми среди континентальных четвертичных отложений в Красноярском крае широко развиты аллювиальные и аллювиально-озерные фации. В зонах, испытывавших в четвертичном периоде погружения, аллювий нередко опускается на многие десятки метров, а иногда и на 100—200 м и более ниже уровня современных рек. В областях четвертичных поднятий, выраженных в рельефе и в настоящее время, четвертичные аллювиальные отложения слагают террасы, поднятые на 100—300 м над уровнем рек. Для определения возраста отдельных террасовых комплексов используются остатки фауны и флоры. Выделенные В. И. Громовым для Европейской части СССР фаунистические комплексы не только сохраняют свое стратиграфическое значение на юге Западной Сибири, но прослеживаются и в Восточную и Северную Сибирь.

В настоящее время в Сибири выделяются Э. А. Вангенгейм (1957) нижнечетвертичные и среднечетвертичные фаунистические комплексы, соответствующие таманскому, тираспольскому и хазаровскому комплексам Европейской части СССР. Тем самым утверждается в основном верхнечетвертичный возраст давно известного и наиболее широко распространенного в Сибири мамонтового комплекса (верхнепалеолитического, по В. И. Громову). Естественно, что четвертичные фаунистические комплексы не остаются повсюду неизменными, и, как показала Э. А. Вангенгейм (1957), в Сибири обнаруживаются известные отклонения от восточно-европейской фауны, включая некоторые элементы северо-китайской фауны (*Elephas cf. namadicus* Falc. et Saut., *Equus sanmeniensis* Chard. et Piv. в нижнечетвертичных комплексах).

На севере Западно-Сибирской низменности в пределах Северо-Сибирской низменности очень широко развиты морские четвертичные осадки. Нередко они составляют основную по мощности часть четвертичной толщи. Морские отложения благодаря своему постоянству и выдержанности на больших пространствах могут служить опорными горизонтами при расчленении четвертичной толщи. Действительно таким опорным горизонтом являются межледниковые отложения, лежащие над мореной самаровского оледенения, перекрываемые образованиями зырянского оледенения и формировавшиеся во время наиболее крупной и длительной в четвертичном периоде трансгрессии Полярного бассейна, получившей название бореальной. Эти отложения разделяются, как указывалось выше, на три свиты: мессовскую, санчуговскую и казанцевскую.

Существование одной или нескольких более древних трансгрессий, предшествовавших среднечетвертичному оледенению, доказывается как находками горизонта глины иногда с морской фауной под

среднечетвертичными и ледниковыми образованиями в ряде скважин в Усть-Енисейском районе, в устье р. Котуя и в обнажении в верхнем течении р. Хеты, так и присутствием в моренах среднечетвертичного оледенения перетолженных четвертичных морских раковин и конкреций с фауной.

Постоянство морской четвертичной фауны, состоящей, как правило, из ныне живущих видов, появившихся в основном уже с плиоцена, не дает пока надежных стратиграфических критериев для разделения отдельных горизонтов морских отложений, если не считать экологических условий, по которым, например, достаточно отчетливо различаются санчуговский и казанцевский фаунистические комплексы. Для средне- и раннечетвертичных трансгрессий подобные экологические условия неизвестны, и использовать находки фауны для стратиграфических целей почти невозможно.

Имеющиеся в настоящее время данные определений абсолютного возраста позднечетвертичных образований Сибири по C^{14} дали весьма интересные результаты. Появилась возможность надежной синхронизации сартанского оледенения Сибири со стадией сальпауссельке в Северной Европе и стадией манкато в Северной Америке. Определение времени захоронения мамонта на Таймыре (8—12 тысяч лет назад) позволяют заключить, что во время сартанского оледенения здесь уже не было покровных ледников.

Суммируя все приводимые данные о расчленении в пределах Красноярского края четвертичных ледниковых, аллювиальных и морских отложений, можно представить себе общую схему стратиграфии четвертичных отложений рассматриваемой области следующим образом (табл. 15).

Нижняя граница четвертичной системы в Красноярском крае ввиду ненадежности находок плиоцена не может быть проведена достаточно точно.

К началу раннечетвертичной эпохи относятся отложения высоких речных террас с фауной млекопитающих таманского типа *Elephas meridionalis* Nesti, *E. cf. namadicus* Falc. et Caut., *Equus cf. sussenbornensis* Wusti, *E. cf. sanmeniensis* Chard. et Piv., *Trogontherium cf. cuvieri* Fisch., *Alces latifrons* Dank, по сборам в бассейне Лены и Енисея. Более высокие горизонты отдела представлены отложениями следующей серии террас с фауной тираспольского типа *Elephas wusti* M. Pavl., *Rhinoceros mercki* Каур., *Bison schoetensacki* Freud. Возможно, к нижнему отделу относятся морские отложения с *Nucula* sp. и *Portlandia lenticula* Moll., залегающие в основании четвертичной толщи на р. Хатанге.

К верхней части нижнего отдела принадлежат отложения ярского (демьянского) оледенения, выделяемые в Западной Сибири и на Енисее. Нижняя часть среднего отдела включает отложения террас с фауной хазарского типа *Elephas trogontherii* Pohl., *Bison priscus longicornis* Grom., *Equus chasaricus* Grom. Отмечаются стоянки среднего палеолита в морских отложениях с *Cyrtodaria jeniseae* Sachs, *Axinus sarsi* Phil., возможно, *Cardium edule* L., *Littorina saxatilis* O1.

Выше залегает комплекс отложений максимального (самаровского) оледенения. Последние перекрываются межледниковыми или межстадиальными слоями, над которыми в Западной Сибири снова лежат отложения тазовского оледенения (возможно, стадии).

Общая схема стратиграфии четвертичных отложений Красноярского края

Отделы	Отложения	
Современный	<p>Отложения современных пойменных террас, озер, морских пляжей</p> <p>Отложения нижних надпойменных террас, формировавшихся во время термического оптимума, при продвижении лесов к северу со стоянками неолита</p> <p>Послеледниковые морские отложения, отвечающие времени затопления низовьев долин Енисея и Хатанги</p>	
Верхний	<p>Отложения сартанского оледенения (стадии) в горах (стадия сальпаусельке в Европе). Врезание рек. Слон с последними представителями мамонтовой фауны</p>	
	<p>Каргинские отложения на озерно-аллювиальных и речных террасах на материке и к северу от современной береговой линии материка с мамонтовой фауной <i>Elephas primigenius</i> (поздний тип), <i>Bison priscus deminutus</i>, <i>Equus caballus</i> и др. и стоянками позднего палеолита</p> <p>Отложения морских террас на арктических островах</p>	
Верхний	<p>Отложения зырянского оледенения с двумя стадиями, отвечающими: первая—калининскому, а вторая—осташковскому, или валдайскому, оледенению Русской равнины</p>	<p>Отложения речных террас с фауной млекопитающих с <i>Elephas primigenius</i> (ранний тип) и со стоянками начала верхнего палеолита</p>
	<p>Отложения бореальной трансгрессии</p> <p>Казанцевская свита, формировавшаяся во время максимального потепления сибирских морей. Среди фауны: <i>Cyprina islandica</i>, <i>Zirphaea crispa</i> <i>Mytilus edulis</i>, <i>Cyrtodaria jennissee</i></p> <p>Перерыв</p> <p>Санчуговская свита, формировавшаяся при максимуме трансгрессии на севере Западной и Центральной Сибири. Среди фауны: <i>Portlandia lenticula</i>, <i>Neaera arctica</i>, <i>Cyrtodaria jennissee</i></p> <p>Перерыв</p> <p>Мессовская свита, слагающая серию погребенных речных террас в долине Енисея</p>	
Средний	<p>Отложения тазовского оледенения (стадии), отвечающего московскому оледенению Русской равнины</p> <p>Межледниковые, или межстадиальные, отложения</p>	
	<p>Отложения саратовского (максимального) оледенения, отвечающего днепровскому оледенению Русской равнины</p> <p>Морские отложения на севере Сибири</p> <p>Отложения речных террас с фауной млекопитающих хазарского типа <i>Elephas trogontherii</i>, <i>Bison priscus longicornis</i>, <i>Equus chazaricus</i> и со стоянками среднего палеолита</p>	
Нижний	<p>Отложения ярского (демьянского) оледенения, отвечающего лихвинскому оледенению Русской равнины</p>	
	<p>Отложения доледниковой (?) трансгрессии с <i>Nucula</i> sp. Отложения речных террас с фауной млекопитающих тираспольского типа <i>Elephas wustii</i>, <i>Rhinoceras mercki</i>, <i>Bison schoetensacki</i></p> <p>Отложения речных террас с фауной млекопитающих таманского типа <i>Elephas meridionalis</i>, <i>Elephas</i> cf. <i>namadicus</i>, <i>Equus</i> cf. <i>sanmeniensis</i>, <i>Equus</i> cf. <i>sussenbornensis</i>, <i>Trogontherium</i> cf. <i>cuvieri</i></p>	

Верхний отдел начинается с отложений бореальной трансгрессии, в основании которой находятся аллювиальные осадки мессовской свиты; далее следуют отвечающие максимуму трансгрессии отложения санчуговской свиты с *Portlandia lenticula* Moll., *Neaera arctica* Sars. Выше залегают отложения казанцевской свиты, формировавшиеся во время значительного потепления северосибирских морей, когда сюда проникли *Zirphaea crispata* L., *Cyprina islandica* L., *Mytilus edulis* L. и др. Вне территорий, захваченных трансгрессией, к началу верхнего отдела относятся отложения речных террас с *Elephas primigenius* Blum. (ранний тип) и стоянками низов верхнего палеолита.

Межледниковые отложения перекрыты отложениями зырянского оледенения, распространявшегося на несколько меньшую площадь, чем среднечетвертичное оледенение. В период отступления зырянских ледников и после их деградации откладывались каргинские озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения, заходившие даже к северу от современного положения берега моря. Они включают мамонтовую фауну позднего типа *Elephas primigenius* Blum., *Bison priscus diminutus* Grom., *Equus caballus* L. В более южных областях Сибири здесь же встречаются стоянки позднего палеолита. На арктических островах образовались морские террасы. Наконец, к концу верхнего отдела относятся отложения сартанского оледенения (или стадии), не выходявшего за пределы горных долин.

К современному отделу, охватывающему около десяти тысячелетий, относятся отложения нижних надпойменных речных террас со стоянками неолита, современной фауны и остатками растительности, указывающей на значительное продвижение к северу границы леса. На морских побережьях формировались нижние морские террасы. Во второй половине современной эпохи устанавливается переход к условиям, существующим уже в настоящее время.

ВВЕДЕНИЕ

Магматические и метаморфические комплексы пользуются широким распространением в Красноярском крае. Фундамент платформы целиком сложен кристаллическими сланцами и интрузивными породами архейского возраста. В составе собственно платформенных образований большую роль играет трапповый эффузивно-интрузивный комплекс. В складчатых областях Таймыра, Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саянов магматические образования также широко распространены и весьма разнообразны по составу и возрасту. Наиболее древние из них относятся к нижнему протерозою, наиболее молодые в некоторых случаях имеют мезозойский возраст, причем в области смыкания Восточного и Западного Саянов известны и четвертичные базальты. Широко распространены магматические образования в межгорных прогибах, где они залегают в основании выполняющих их осадочных толщ.

Степень изученности магматических и метаморфических комплексов Красноярского края в общем является недостаточной. Эти комплексы изучались только при общих геологических исследованиях и поисковых работах. Специальных исследований, посвященных петрологии и металлогении магматических и метаморфических комплексов, сравнительно немного. В качестве примера можно привести работы: М. Г. Равича по Таймыру (1954), Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Б. В. Ткаченко (1936), затем Г. Г. Моора (1940) и М. И. Рабкина (1956) по Анабарскому массиву. Лучше других изучена геология и петрография траппового и щелочно-ультраосновного комплексов Сибирской платформы — работы В. С. Соболева (1936), А. П. Лебедева (1955, 1957), М. Л. Лурье (1958) и ряда других исследователей. Петрологии докембрийских магматических и метаморфических комплексов Енисейского края посвящена работа Ю. А. Кузнецова (1941) и ряд работ Т. М. Дембо (1941, 1943, 1948). Обстоятельная монография И. В. Луцицкого (1960) посвящена магматизму Минусинских межгорных впадин. Систематических исследований магматических и метаморфических образований Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саянов до последнего времени почти не проводилось. Только в последние годы в этих районах начато изучение отдельных магматических комплексов, но результаты этих исследований пока почти не нашли отражения в печати.

Недостаточная изученность магматических и метаморфических образований, особенно с точки зрения их генетических связей и возраста, обуславливает большие разногласия у различных исследователей в понимании объема и содержания тех или иных магматических комплексов и особенно в определении их возрастного положения. Так, на Таймыре М. Г. Равич выделяет широкоразвитые и детально расчлененные докембрийские метаморфические и магматические комплексы,

в то время как А. М. Даминова отрицает здесь вообще присутствие глубокого докембрия. При этом она полагает, что образование кристаллических сланцев связано с воздействием гранитоидных интрузий верхнепалеозойского возраста. Подобные разногласия имеются и у исследователей других областей.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Магматические и метаморфические породы пользуются весьма широким развитием в пределах Таймырской складчатой области, особенно в ее северной части, сложенной докембрийскими сериями. Магматические породы образуют многочисленные разновозрастные интрузии кислого и основного состава, а также покровы эффузивов и их туфов. Метаморфические породы, преимущественно гнейсы и филлиты, слагают мощную (свыше 15 тыс. м) толщу протерозоя.

Закономерное чередование магматических образований во времени позволило предположительно выделить для Таймырской складчатой области четыре тектоно-магматических цикла, включающих ряд магматических комплексов или формаций¹ (табл. 15)².

Нижнепротерозойский магматизм. Среди разнообразных гнейсов нижнего протерозоя в нижней части разреза встречаются отдельные горизонты гранатовых амфиболитов, которые по своему составу значительно отличаются от ниже- и вышележащих плагиогнейсов. Амфиболиты характеризуются неотчетливыми реликтами первичномагматических структур. Это, очевидно, сильнометаморфизованные основные породы, которые, следовательно, являются наиболее древними магматическими образованиями на Таймыре.

Формация метаморфизованных габброидов имеет ограниченное распространение, и ее интрузии известны только в некоторых пунктах побережья Харитона Лаптева. Эти интрузии образуют пластовые залежи либо линзовидные тела, площадью на выходах от 1 до 6 км² и вытянутые согласно с простираемьем вмещающих плагиогнейсов. Реже встречаются дайки. Последующие складчатые процессы местами изменили первоначальную форму интрузий и обусловили интенсивное рассланцевание пород. Некоторые залежи рассланцованы, будинированы и местами настолько сильно инъецированы гранитным материалом, что превратились в своеобразные глыбовые мигматиты.

Характерной особенностью этих интрузий является неоднородность состава и строения пород. Текстура меняется от массивной до сланцеватой, а структура от крупнозернистой до мелкозернистой. Массивные габбро-нориты и габбро связаны постепенными переходами с рассланцованными амфиболитами. Среди большого разнообразия пород преобладают три разновидности: оливиновые габбро-нориты с едва выражен-

¹ Под «формацией» в этом разделе понимается совокупность магматических пород, связанных единством происхождения и образованных в связи с кристаллизацией магмы. (Прим. авт.)

² Имеются и другие взгляды на историю магматизма Таймыра. А. М. Даминова (1958) выделяет, кроме верхнепротерозойской и среднекембрийской вулканогенных формаций, нижнекембрийскую формацию габброидов, среднекембрийскую формацию катакlastических гранитоидов, нижнедевонскую формацию порфириовидных гранитов и верхнекаменноугольную формацию двуслюдяных гранитоидов, с которой и связывается образование главной массы гнейсов и кристаллических сланцев Таймыра. Существенных расхождений по определению возраста более молодых магматических формаций у исследователей Таймыра нет. (Прим. ред.)

ной друзитовой структурой, габбро с габбро-офитовой структурой и ортоамфиболиты с гранобластовой структурой.

Образование пород формации метаморфизованных габброидов, вероятно, претерпело несколько этапов:

1. Кристаллизация из магмы первичных габбро-норитов, в которых вокруг оливина иногда возникали оболочки пироксенов.

2. Автометаморфизм пород в сравнительно глубинных условиях, при котором происходила реакция между ромбическим пироксеном и лабрадор-битовнитом с возникновением амфибола и шпинели.

3. Дальнейший метаморфизм пород в условиях формирования гнейсового комплекса, в результате чего автометаморфизованные габбро-нориты превратились в ортоамфиболиты.

4. Частичный повторный метаморфизм ортоамфиболитов на сравнительно небольших глубинах в условиях формирования филлитового комплекса верхнего протерозоя, в результате чего в них местами развивался хлорит, кальцит и отчасти серицит.

Формация гнейсовидных гранитоидов представлена слоями гранитизированных плагиогнейсов и инъекциями лейкократовых гранитов, как правило, вытянутых согласно с простираем складчатых структур. Подобные тела всегда окружены полями мигматитов. Наиболее крупные из них, вероятно, образованы рядом сближенных тел, так как содержат многочисленные, иногда разъединяющие их пачки мигматизированных плагиогнейсов. Одни тела залегают почти горизонтально в сводах складок, другие — в крыльях, где круто наклонены одинаково с гнейсами. Характерно, что подавляющее большинство слоев гнейсовидных гранитоидов встречены среди нижней гнейсовой свиты, залегающей в основании протерозоя.

Тела формации гнейсовидных гранитоидов преимущественно сложены гранитизированными породами, иногда порфиробластическими, в массе своей обладающими реликтовыми гнейсовидными текстурами. Граниты нередко уклоняются в сторону граносиенитов и чаще бывают лейкократовыми. Подчиненное значение имеют гранодиориты и кварцевые диориты, по-видимому, гибридного происхождения. Жильная фация почти исключительно представлена аплитами, пегматоидными гранитами и пегматитами. Породы преобладающей гранитной фации характеризуются ориентированным расположением удлиненных зерен плагиоклазов и порфиробластических выделений микроклина среди ксенобластических агрегатов кварца, которые чередуются с полосчатыми агрегатами цветных минералов.

Большим развитием пользуются сопутствующие послонные мигматиты. Полосчатая текстура мигматитов нередко нарушена крупными (до 2 см) «очковыми» выделениями микроклина. Наряду с послонными мигматитами встречаются более редкие разновидности типа небулитов, в которых гранитный субстрат рассеян в плагиогнейсах в виде микроскопических пятен и неправильных скоплений. Среди мигматитов развиты пегматиты с весьма причудливой плейчатостью.

Типичные контактово-метаморфические породы типа роговиков в связи с формацией гнейсовидных гранитоидов не образуются. В разной степени для гранитоидов нехарактерны автометаморфические изменения.

Пегматиты, связанные с формацией гнейсовидных гранитоидов, представлены незональными разгнейсованными жилами, залегающими преимущественно среди плагиогнейсов.

Схема наиболее важных этапов магматической деятельности в пределах Таймырской складчатой области (по М. Г. Равичу)

Циклы тектоно-генеза	Формация	Формы залегания	Главнейшие породы	Жильная и дайковая фация	Отношение к складчатости	Приблизительный возраст
Герцинский	Малых субщелочных и щелочных интрузий	Трещинные интрузии, штоки и крутые купола площадью от 1—2 до 20—25 км ² ; редко—плоские пологие тела	Щелочные сиениты и граносиениты, реже нефелиновые сиениты и монцитоны, а также гранит-порфиры	Лампрофиры и реже гранит и сиенит-порфиры	Приурочены к разломам и зонам дробления, секущим складчатые структуры	Послетриасовый
	Трапповая Интрузивная фация Эффузивная фация	Силлы (95—97%) и дайки (3—5%) Лавовые покровы, перемежающиеся с пирокластическими образованиями	Долериты и габбро-долериты Базальты и их туфы	Развиты незначительно; представлены жилочками долерит-пегматитов и афанитовых долеритов	Образовались одновременно с седиментацией терригенных отложений перми и нижнего триаса	Нижняя пермь—нижний триас
Каледонский	Субщелочных гранитоидов	Куполовидные массивы площадью от десятков до сотен км ²	Порфиroidные граносиениты и кварцевые сиенит-диориты, а также порфиroidные граниты и гранодиориты	Гранит- и граносиенит-порфиры и реже лампрофиры	Послескладчатые трещинные, модифицированные блоковой тектоникой, интрузии	Послеверхнесилурийский
	Метабазитов Интрузивная фация Эффузивная фация	Согласные интрузии и дайки Лавовые покровы, перемежающиеся с туфами	Метаморфизованные габбро-диабазы и диабазы Частично метаморфизованные базальты, порфириты и их туфы		Вероятно, доскладчатые (?)	Кембрийский (?)
ский	Катакластических порфиroidных гранитоидов и их эффузивных аналогов	Небольшие покровы мощностью в десятки метров, иногда связанные с интрузиями Куполовидные и сводообразные массивы в филлитах. Полого залегающие батолитоподобные массивы в плоскости несогласия гнейсовой и филлитовой серий	Метаморфизованные фельзит-порфиры и альбитофиры Частично метаморфизованные катакластические граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, реже граносиениты	Метаморфизованные порфиroidные граниты, гранит- и гранодиорит-порфиры, редкие аплиты и пегматондные граниты	Образовались в период интенсивных складчатых движений, продолжавшихся после формирования интрузий	На границе между верхним протерозоем и синием
	Эффузивная фация Интрузивная фация					

Верхнепротерозой	Ортоамфиболитовая	Силлы и редкие дайки	Ортоамфиболиты и реже метаморфизованные габбро-диабазы		Образовались до складчатости и регионального метаморфизма верхнепротерозойских отложений	Верхнепротерозойский (поздний)
	Зеленосланцевая	Лавовые покровы, перемежающиеся с пирокластическими образованиями	Эпидот-актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы (сильнометаморфизованные базальты, порфириты и их туфы)		Образовались до складчатости и регионального метаморфизма верхнепротерозойских отложений	Верхнепротерозойский (поздний)
Нижнепротерозойский	Двуслюдяных гранитоидов	Штоки и трещинные интрузии Согласные залежи и крутопадающие массивы	Двуслюдяные граниты (субтрахитоидные)	Мусковитовые пегматиты	Образовались в последние этапы складчатости, а малые интрузии — послескладчатые	На границе между нижним и верхним протерозоем (?)
	Фация трещинных интрузий Фация глубинных интрузий		Двуслюдяные граниты (массивные)			
	Гнейсовидных гранитоидов	Мелкие согласные слои и инъекции	Порфиробластические гнейсограниты и гранитизированные плагиогнейсы, сопровождаемые мигматитами	Аплиты, пегматоидные граниты и реже пегматиты из селективной выплавки	Образовались в период интенсивнейших складчатых движений в процессе ультраметаморфизма гнейсов	Нижнепротерозойский
	Метаморфизованных габброидов	Согласные и лакколитоподобные тела, частично будинированные	Метаморфизованные габбро-нориты, габбро, ортоамфиболиты	Неизвестна	Образовались до складчатости и регионального метаморфизма нижнепротерозойских отложений (?)	Нижнепротерозойский (?)
	Амфиболитовая		Гранатовые амфиболиты, предположительно первичномагматические (?)		Образовались до складчатости и регионального метаморфизма нижнепротерозойских отложений	Нижнепротерозойский (?)

Кварцевые жилы, связь которых с гнейсовидными гранитоидами наиболее вероятна, отличаются высокотемпературной ассоциацией минералов. Среди крупнозернистого кварца заключены отдельные вкрапленники микроклина. Обильны акцессорные минералы: турмалин, апатит, ильменит.

Формация двуслюдяных гранитоидов характеризуется преобладанием интенсивно автометаморфизованных (мусковитизированных) пород. Ее интрузии отличаются обилием морфологических типов, хотя состав их довольно однородный. Среди плагиогнейсов верхней карской свиты весьма обильны сближенные мелкие согласные залежи, а также ветвистые и факолитоподобные тела. Вокруг них в плагиогнейсах распространены пегматитовые жилы, нередко образующие компактные пегматитовые поля площадью 20—50 км². Среди нижней карской свиты на побережье Харитона Лаптева, в районе п-ова Зари и залива Миддендорфа, обнажается самый крупный на Таймыре массив двуслюдяных гранитов, площадь которого составляет более 1000 км². Этот массив вытянут согласно с простираем складчатых структур гнейсового комплекса и местами ограничен разломами. Форма его в плане неправильная. Контакты массива с вмещающими породами иногда согласные, но чаще секущие. Массив рассечен трещинными интрузиями субтрахитоидных двуслюдяных гранитов, которые, по-видимому, формировались на последних этапах магматической деятельности. В самом массиве расположены весьма многочисленные жилы пегматитов, реже проникающие во вмещающие породы.

Благодаря интенсивным автометаморфическим процессам уничтожена разница в составе разновидностей пород, которые в настоящее время представлены довольно однообразными двуслюдяными гранитами, с постоянным содержанием мусковита, отличающимся только структурными особенностями. Впрочем, более поздние мелкие секущие тела и штоки сложены преимущественно субтрахитоидными меланолито-лейкократовыми разновидностями. Гранитоиды с отклонениями в сторону кварцевых диоритов и кварцевых сиенито-диоритов встречаются в эндоконтактах интрузий на границе с более древними залежами габброидных пород, за счет ассимиляции которых они образовались. Некоторым развитием пользуются гранитоидные породы с силлиманитом, образовавшиеся за счет гранитизации плагиогнейсов в многочисленных ксенолитах среди крупных массивов либо вблизи их эндоконтактов.

В зонах тектонических разломов двуслюдяные граниты катаклазированы, вплоть до образования милонитов. Катаклазу подвержены все минералы породы, в том числе и автометаморфический мусковит. Иногда образуются рассланцованные породы, основная масса которых тонко раздроблена и развальцована вплоть до «милонитовой муки»; в ней сохранились лишь отдельные угловатые обломки фенокристаллов микроклина и сильно размочаленные таблички мусковита и биотита.

Среди жильной фации формации двуслюдяных гранитоидов максимальным развитием пользуются мусковитовые пегматиты, местами с бериллом, а жилы аплитов и дайки гранит-порфиров редки.

Контактовое влияние интрузий двуслюдяных гранитов на вмещающие плагиогнейсы выражается лишь в мусковитизации плагиогнейсов.

В составе формации отмечается резкое преобладание гранитов с несколько повышенным содержанием глинозема, что позволяет счи-

тать возможным палингенное происхождение магмы за счет высокоглиноземистых плагиогнейсов, преобладающих в нижней карской свите.

Верхнепротерозойский магматизм. Магматическая деятельность в верхнем протерозое начинается с обильных излияний основной магмы, образовавшей покровы основных пород и пирокластических продуктов, перемежающихся с разнообразными терригенными осадками. В результате в основании верхнего протерозоя в условиях регионального метаморфизма сформировалась толща зеленых сланцев мощностью не менее 2000 м. Однообразные по внешнему облику зеленые сланцы произошли в результате метаморфизма базальтов, порфириров и их туфов. Сланцы переслаиваются с метаморфизованными песчаниками. Бывшие покровы основных пород превращены в эпидот-актинолитовые либо эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы, в которых наряду с бластическими структурами сохранились гиалопилитовые участки и вкрапленники альбитизированного плагиоклаза. В верхних частях зеленосланцевой формации развиты покровы рассланцованных миндалекаменных спилитов с реликтовыми порфирировыми структурами и пилотакситовой основной массой. Минеральные ассоциации, возникшие при метаморфизме основных пород, состоят из альбита, актинолита, эпидота, хлорита, кальцита и гематита. Главным акцессорным минералом является лейкоксен, развивающийся преимущественно по титаномагнетиту.

Формация ортоамфиболитов представлена многочисленными пластовыми интрузиями (силлами) и реже дайками основных пород, залегающих среди филлитов верхнего протерозоя. Сами интрузии настолько сильно изменены, что их габброидные породы превращены в ортоамфиболиты. Отдельные пластовые интрузии имеют мощность от нескольких десятков до сотен метров (чаще всего 30—40 м) и прослеживаются по простиранию от 2—3 до 20 км. На сотню пластовых интрузий приходится два-три подводных канала. Интрузии простираются согласно с вмещающими породами и, вероятно, внедрились в толщу слоистых осадков верхнего протерозоя до их складчатости и метаморфизма. Вместе с осадками интрузии подверглись региональному метаморфизму, отчего породы в них стали зеленокаменными. Контактные изменения вмещающих пород завуалированы теми же процессами регионального метаморфизма. Только в наиболее крупных интрузиях и дайках сохранились метаморфизованные габбро и габбро-диабазы.

Ортоамфиболиты являются самыми распространенными породами для описываемой формации. Часто они встречаются в крупных интрузиях с метаморфизованными габбро, с которыми связаны всегда переходными разновидностями. Более же мелкие интрузии целиком сложены ортоамфиболитами. По внешнему облику ортоамфиболиты отличаются от менее метаморфизованных габброидов только ясно выраженной сланцеватостью. Структура ортоамфиболитов чаще всего призматически-бластическая с переходами к лепидо- и нематобластической. Реликты габбро-офитовой структуры сохраняются чрезвычайно редко. Ортоамфиболиты почти наполовину состоят из актинолита, а другая половина принадлежит агрегатам сосюрита с отдельными зернышками эпидота и обильными чешуйками хлорита. Подобные породы являются, по существу, сланцеватыми амфиболитами, немногим отличающимися по составу от зеленых сланцев верхнего протерозоя, так как образовались в одинаковых с ними условиях метаморфизма.

Формация катакластических порфиroidных гранитоидов сложена либо протокластическими довольно свежими породами, если они залегают в плоскости несогласия гнейсов с филлитами, либо значительно метаморфизованными и катаклазированными породами (вплоть до катаклизитов и милонитов), если они залегают непосредственно в филлитах.

Интрузии метаморфизованных гранитоидов представляют собой обособленные куполовидные и сводообразные тела, когда они локализируются в пределах пород верхнего протерозоя. Такие тела значительно вытянуты по направлению простираения складчатых структур в метаморфических сланцах. Интрузии в плане имеют линзовидные, эллипсоидные и реже неправильные очертания. Площадь их на выходах колеблется от 100 до 600 км² и чаще всего составляет 200—300 км². Более крупные интрузии сопровождаются мелкими штоками и многочисленными дайками аплитовидных гранитов и особенно разнообразных порфиров. Дайки концентрируются в пределах отдельных участков и вне видимой связи с интрузиями. Подобные интрузии прорывают и метаморфизуют преимущественно верхние свиты верхнего протерозоя. Другого типа интрузий — полого залегающие батолитоподобные плоские массивы — распространены преимущественно в плоскости несогласия гнейсовой и филлитовой формаций протерозоя, где они образуют тела площадью в сотни и даже тысячи квадратных километров в современном эрозионном срезе.

Верхняя возрастная граница интрузий этих гранитоидов определяется положением горизонта базальных конгломератов синия, в составе которых встречены гальки метаморфизованных и катаклазированных гранитоидов.

Метаморфизованные граниты значительно преобладают над всеми другими разновидностями. Ими целиком сложены все мелкие массивы и большая часть крупных интрузий, в периферических частях которых развиты столь же метаморфизованные гранодиориты (местами граносиениты) и кварцевые диориты, по-видимому, гибридного происхождения. Гранитоиды раздроблены, а местами даже рассланцованы, особенно в милонитизированных разновидностях. Структуры гранитоидов порфиroidкластическая и кластогранитовая с реликтами гипидиоморфнозернистой.

В наиболее крупных плоских батолитоподобных интрузиях столь сильно измененные гранитоиды развиты преимущественно в зонах разломов, по которым массивы разбиты на ряд блоков. В этих массивах преобладают в основном порфиroidные граниты с фрагментами протокластических структур.

В данной формации весьма обильны дайки, сложенные метаморфизованными гранит- и гранодиорит-порфирами либо катаклазированными и альбитизированными мелкозернистыми микроклиновыми гранитами и плагиогранитами. Значительно реже встречаются аплиты и пегматоидные граниты.

Контактовое влияние интрузий выражается в ороговиковании вмещающих метаморфических сланцев, а в более редких случаях — в образовании нешироких кайм инъекционных гнейсов. За счет хлорит-серицитовых сланцев образуются кордиерит-биотитовые, а иногда андалузит-биотитовые роговики. Серицитовые сланцы (филлиты) нередко превращены в мусковит-кварцевые сланцы. Прослой известняков и доломитов мраморизованы и минерализованы новообразованиями игольчатого тре-

молита и мелкими изометричными зернами диопсида. Непосредственно вблизи интрузий под влиянием тончайших инъекций силикатового расплава филлиты превращены в гнейсоподобные породы. Эти инъекции образовали тончайшие прослойки гранофирового микрогранита, чередующиеся с ороговикованными (биотитизированными) филлитами, в которых появились порфирировидные выделения микроклина.

Магматическая деятельность в верхнем протерозое заканчивается излияниями кислой магмы. Образуются сравнительно небольшие, но довольно распространенные покровы фельзит-порфиоров и альбитофиоров, как правило, венчающих верхнепротерозойские отложения. В редких случаях фиксируется связь таких покровов с массивами метаморфизованных гранитоидов, когда покровы соединены с интрузиями гранитов дайкообразными подводными каналами.

Связь регионального метаморфизма с протерозойским магматизмом. Протерозойские кристаллические и метаморфические сланцы занимают приблизительно треть часть площади Таймырской складчатой области.

Анализ минеральных парагенезисов кристаллических сланцев Таймыра позволяет предположить, что их образование произошло при высоких температурах и интенсивных деформациях, связанных с мощными складчатыми процессами и магматической деятельностью. Все породы, испытавшие региональный метаморфизм, являются, по сути дела, тектонитами и обладают сланцеватостью (или полосчатостью), обязанной деформациям. Роль метасоматоза при метаморфизме протерозойских отложений неодинакова. В одном случае, при образовании гнейсовой формации, метасоматоз довольно ограничен, а в другом — при образовании мономинеральных эпидотовых жилков по трещинам и эпидозитов среди пород зеленосланцевой формации, а также двуслюдяных гнейсов — весьма значителен.

Кристаллические и метаморфические сланцы Таймыра образовались преимущественно из протерозойских осадочно-вулканогенных геосинклинальных отложений, о чем свидетельствуют состав и строение пород, а также их положение в разрезах метаморфических толщ. В наиболее интенсивно метаморфизованной формации плаггиогнейсов почти не сохранились реликтовые структуры осадочных пород, если не считать появления в верхних частях толщи довольно редких линз метаморфизованных кварцитовидных конгломератов, а также мраморов. Однако подавляющая масса плаггиогнейсов отличается таким составом, где соотношение компонентов является типичным для осадочных отложений. Многокилометровая мощность толщи плаггиогнейсов, при сравнительно однообразном составе пород на площадях в сотни и даже тысячи квадратных километров, также свидетельствует об их образовании за счет осадочных отложений.

Для формации филлитов сохранилось значительно больше признаков их первичноосадочного происхождения. В составе этой формации преобладают метаморфизованные глинистые и алевроито-глинистые сланцы с реликтовыми текстурами осадочных пород, а также пользуются значительным развитием метаморфизованные песчаники, кварциты, конгломераты и обособленные горизонты мраморизованных карбонатных пород. Последовательное залегание бывших псаммитовых, пелитовых и карбонатных отложений позволяет наметить нормальные циклы осадконакопления в геосинклинальных условиях, характерные особенности которых затушеваны процессами метаморфизма.

Только зеленосланцевая формация образовалась путем метаморфизма эффузивных и пирокластических пород, лишь частично смешанных с псаммитовыми отложениями. Это со всей убедительностью подтверждается анализом состава зеленосланцевой формации.

Региональный метаморфизм в протерозое следует связывать со складчатыми процессами и магматической деятельностью. Наложение тектонических процессов друг на друга вызывало повторный метаморфизм среди ранее метаморфизованных формаций, причем наложение низкотемпературного метаморфизма на высокотемпературный обуславливало развитие регрессивного метаморфизма с образованием диафторических сланцев.

Систематизация всех минеральных парагенезисов кристаллических и метаморфических сланцев Таймыра позволяет определить их многообразие: 1) глубиной формирования, 2) температурными условиями и 3) составом исходных материнских пород.

Глубина формирования значительно отражается на характере минеральных парагенезисов. В этом отношении весьма характерными являются две серии метаморфических пород: кордиерит-силлиманит-ставролитовые кристаллические сланцы (плаггиогнейсы) и серицит-хлоритовые метаморфические сланцы (филлиты). Химический состав этих пород весьма сходен. Однако плаггиогнейсы принадлежат к амфиболитовой фации значительных глубин, в пределах которых развиты процессы ультраметаморфизма с образованием гранитизированных плаггиогнейсов и инъекций селективной выплавки. Эта фация охватывает продукты высоких и отчасти средних ступеней регионального метаморфизма, на которых образуются почти абиссальные интрузии специфической палингенной кислой магмы, обогащенной глиноземом. Филлиты же относятся к фации зеленых сланцев низких и отчасти средних ступеней регионального метаморфизма и умеренных глубин, на которых кристаллизуются сводообразные и куполовидные массивы формации метаморфизованных и катаклазированных гранитоидов, либо плоские батолитоподобные массивы порфиоровидных протокластических гранитоидов, близких к гипабиссальным интрузиям.

На границе гнейсовой и филлитовой формации Таймыра некоторым развитием пользуются диафторические сланцы, образовавшиеся за счет гранат-биотит-роговообманковых гнейсов и сланцев. При этом весьма характерно, что процессы диафтореза чаще всего приурочены к тектоническим разломам в краевой зоне гнейсового массива западного Таймыра. Диафторические изменения гнейсов и аналогичных им сланцев выражаются в альбитизации и хлоритизации, а также в их перекристаллизации с образованием паратектонитов со структурами «снежных комьев», S-образно закрученными агрегатами зерен кварца, чешуек хлорита и серицита. По-видимому, дислокационный метаморфизм является непременным условием для развития процессов диафтореза, при котором нарушается устойчивость высокотемпературных минеральных ассоциаций и происходят метаморфические превращения при более низких температурах.

Таким образом, процесс образования диафторических сланцев позволяет предположить, что при формировании докембрийских отложений на Таймыре решающее значение имели, по крайней мере, два тектонических цикла. Более древний способствовал формированию гнейсового комплекса, а более молодой, лишь частично наложившийся на более древний, участвовал в формировании метаморфического комп-

лекса, сложенного зеленосланцевой и филлитовой формациями. С первым из них связаны ультраметаморфические процессы и неоднократные внедрения магмы, нередко палингенного происхождения.

Каледонский магматизм. Наиболее ранние проявления магматической деятельности в нижнем палеозое обнаружены среди отложений кембрия. Они представлены излияниями основных лав и пирокластическими продуктами вулканических извержений. Все эти эффузивы метаморфизованы и по составу напоминают породы зеленосланцевой формации, но с менее сильным рассланцеванием. Положение подобных эффузивов в кембрийском разрезе точно не установлено, но наличие гальки слабометаморфизованных туфопорфиритов в составе верхнекембрийских конгломератов позволяет относить эффузивы к среднекембрийским.

Формация метабазитов представлена немногочисленными лакколитообразными интрузиями и дайками основных пород, залегающими только среди кембрийских отложений. Верхняя возрастная граница их образования неизвестна, поэтому некоторые исследователи склонны относить эти интрузии к образованиям верхнепалеозойской трапповой формации. Однако однообразный тип метаморфизма, нехарактерный для траппов, а также их залегание среди отложений кембрия позволяют предположительно отнести подобные интрузии и дайки к нижнепалеозойскому возрасту. Лакколитоподобные интрузии встречаются только на западной оконечности кембрийского поля Таймыра, а единичные дайки распространены повсеместно.

Лакколитообразные интрузии и дайки сложены довольно однообразными темно-серыми мелкозернистыми породами, приближающимися по своей структуре к габбро-диабазам. Для этих пород характерна реликтовая габбро-офитовая структура с пойкилоофитовыми участками. Отдельные разновидности с миндалекаменной текстурой и реликтовой офитовой структурой могут быть названы диабазами. Это типичные гипабиссальные породы сравнительно малых глубин, где процессы метаморфизма обусловили лишь частичное замещение плагиоклазов и пироксенов, оставив почти без изменения структуры первичных магматических пород. В отличие от верхнепротерозойской ортоамфиболитовой формации породы формации метабазитов совершенно не рассланцеваны и не катаклазированы.

Формация субщелочных гранитоидов представлена многочисленными куполовидными и штокообразными интрузивами, залегающими преимущественно среди самых разнообразных свит протерозоя. Максимального распространения они достигают на восточном Таймыре. Только в южной части п-ова Челюскин подобные интрузии прорывают и метаморфизуют верхнесилурийские граптолитовые сланцы. В северной части п-ова Челюскин эти интрузивы прорваны дайками долеритов верхнепалеозойской трапповой формации. Эти данные наряду с отсутствием в пределах огромных площадей верхнепалеозойских отложений Таймыра не только субщелочных интрузий, но даже их дайковой фации и контактово-метаморфических пород, с ними связанных, позволяют предположить поздний среднепалеозойский возраст этих интрузий.

Массивы гранитоидов имеют округлые, овальные и даже изометрические формы. Иногда они несколько вытянуты вкостростирающихся пород. Размеры интрузий самые различные: от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных километров. Контакты с вме-

щающими породами секущие. Часто под влиянием интрузий вмещающие породы резко меняют свое залегание в соответствии с формами интрузивных тел.

Наряду с указанными встречаются еще более крупные тела типа штоков.

Более мелкие интрузивы, как правило, сложены довольно разнообразными нормальными гранитами. В крупных массивах преобладают гранодиориты либо субщелочные гранитоиды: граносиениты и сиенит-диориты, а иногда встречаются даже сиениты. Эндоконтактные каймы крупных массивов шириной 100—200 м обычно сложены меланократовыми мелкозернистыми гранитами, частично огнейсованными, с многочисленными ороговикованными ксенолитами боковых пород. Периферические части этих интрузивов сложены порфириновидными гранитами, отражающими первоначальный состав недифференцированной магмы. В центральных же частях крупных интрузивов почти исключительно развиты граносиениты и отчасти кварцевые сиенит-диориты либо гранодиориты и кварцевые диориты. Нормальные и субщелочные граниты связаны постепенными переходами — разновидностями промежуточных пород.

Образование субщелочных гранитоидов, вероятно, происходило в процессе ассимиляции гранитной магмой вмещающих пород, богатых кальцием, к которым можно отнести горизонты доломитов и известняков в верхнем протерозое и нижнем палеозое, а также некоторые разновидности филлитов докембрия и известково-глинистых сланцев силура.

Жильные фации формации субщелочных гранитоидов пользуются значительным распространением. Преобладают дайки различных порфиров и лампрофиров, жилы аплитов редки, а пегматиты отсутствуют. Мощность даек колеблется от 1—2 до 15—20 м по простиранию. Дайки прослеживаются на сотни метров и реже на несколько километров. Одна группа даек представлена гранит- и граносиенит-порфирами, другая, более поздняя, — лампрофирами спессартит-одинитового и минеттакерсантитового рядов. Дайки на некоторых участках исключительно сильно изменены — каолинизированы или карбонатизированы.

Контактное воздействие интрузий описываемой формации на вмещающие породы выражается исключительно в образовании роговиковых полей, мощность которых зависит от величины массива, вокруг которого они расположены. Наиболее распространены узловатые кордиеритовые, ставролит-хлорит-биотитовые и кварцево-мусковитовые роговики, образовавшиеся за счет разнообразных верхнепротерозойских филлитов. За счет силурийских алеврито-глинистых сланцев и аргиллитов появились кордиерит-биотит-кварцевые и андалузит-кордиеритовые роговики. Мраморы в сланцах значительно обогащены тремолитом и диопсидом, а местами в них встречаются обильные радиальнолучистые агрегаты турмалина.

Герцинский магматизм. Траппы Таймыра, составляющие часть комплекса траппов Сибирской платформы, приурочены в основном к южной половине складчатой области.

Эффузивно-пирокластические и интрузивные породы трапповой формации являются самыми распространенными магматическими образованиями в пределах южной части Таймырской складчатой области (горы Бырранга). Магматическая деятельность здесь началась еще в самом начале пермского времени, о чем свидетельствуют в низах перми прослой туфов и спилитов. Большая часть эффузивных траппов,

однако, сосредоточена в мощной (от 400 до 1200 м) туфолаковой свите, венчающей пермские терригенные отложения. Возраст этой свиты может быть определен как пермо-триасовый, так как в верхних ее частях в прослоях туфогенных песчаников найдена нижнетриасовая фауна. В основании свиты залегают туффиты, а выше — базальтовые туфы с пропластками базальтовых лав. Верхняя наибольшая часть свиты сложена базальтовыми покровами со значительным развитием мандельштейнов. Отдельные редкие покровы по составу уклоняются в сторону пикритов или андезитов.

Терригенные отложения перми пронизаны многочисленными силлами и более редкими дайками, сложенными долеритами и габбро-долеритами. Характерно, что долеритовые силлы относительно равномерно насыщают всю толщу перми мощностью до 5 км. Отдельные силлы имеют мощность от нескольких до десятков метров, чаще всего 20—30 м и весьма редко достигают 100 м. Соответственно по простиранию силлы прослеживаются от 2—3 до 15—20 км.

В районах к северу от хр. Бырранга преимущественно среди отложений нижнего палеозоя и протерозоя траппы встречаются сравнительно редко и представлены единичными трещинными интрузиями типа даек.

Трапповые силлы представляют собой доскообразные интрузии, залегающие согласно поверхностям напластования терригенных отложений. Доскообразная форма силлов нарушается складчатостью, придающей им в сводах изогнутые формы, повторяющие формы складок. В пологих складчатых структурах силлы совершенно не нарушены и не несут каких-либо следов динамометаморфизма. В сводах и особенно в ядрах складок силлы нередко разбиты на серии блоков, ограниченных зонами нарушений, вдоль которых долериты катаклазированы и хлоритизированы.

Силлы сложены преимущественно полнокристаллическими свежими долеритами, и только в наиболее крупных из них встречаются габбро-долериты. В подошве и кровле силлов образуются закаленные эндоконтактовые каймы интерсертальных и даже стекловатых долеритов, мощность которых измеряется единицами сантиметров. Преобладают порфириновые среднезернистые оливиновые долериты с офитовой и пойкилофитовой структурами основной массы. Нередки также афировые разновидности. Порфириновые выделения представлены главным образом оливином и реже — основным лабрадором и авгитом; их количество не превышает 15%. В основной массе среди многочисленных лейст лабрадора заключены изометричные и неправильные, часто кучно расположенные зернышки авгита или крупные изометричные зерна пироксена, вмещающие многочисленные лейсты плагиоклазов. В подавляющем большинстве долеритов оливин составляет 4—8%, а скелетные зерна титаномагнетита — 2—3%, остальные 90% приходятся почти поровну на долю лабрадора и авгита. Габбро-долериты отличаются от вышеописанных долеритов почти равной степенью идиоморфизма призматических зерен авгита и удлиненных таблиц лабрадора, а также небольшим содержанием оливина. В зонах дробления оливиновые долериты сильно изменены; в них сохраняются очертания нацело сосюри-тизированных лейст плагиоклаза, погруженных в blastoprizmaticheskiy агрегат уралита с многочисленными чешуйками хлорита.

Алевриты и песчаники на контакте с силлами долеритов существенных изменений не обнаруживают, лишь в цементе развивается хло-

рит и отчасти тонкозернистый кальцит. В контактах более крупных интрузий развиваются роговики. Аргиллиты изменены несколько сильнее — хлоритизированы и реже серицитизированы. Подобные контактовые изменения распространены на 0,5—2 м от кровли и подошвы силлов.

Дайки — подводящие каналы к силлам — часто имеют мощность 15—20 м, а иногда и более. От них нередко ответвляются серии апофиз, по характеру своего залегания приближающиеся к дайкам, мощностью от 1—2 до 6—8 м. Самостоятельные дайки, не связанные с силлами, особенно развиты в области нижнего палеозоя и протерозоя. Их мощность весьма изменчива и колеблется от 1—2 до 10—15 м, а по простиранию они прослеживаются на сотни метров и лишь иногда на 3—4 км. Таким образом, дайковый комплекс траппов объединяет три группы секущих интрузивных тел, каждая из которых имеет свои особенности в отношении состава пород.

Дайки — подводящие каналы состоят преимущественно из безоливиновых габбро-долеритов и долеритов, чем и отличаются от долеритов в силлах, по сравнению с которыми содержат повышенное количество титаномангнетита (8—10%), а также в той или иной степени автометаморфизованы. В габбро-долеритах почти всегда содержится небольшое количество гранофирового мезостазиса в виде неправильных микропегматитовых выделений, заполняющих промежутки между основными минералами. Как правило, появление мезостазиса сопровождается развитием листочков биотита. Чем больше гранофирового мезостазиса в траппах, тем они сильнее автометаморфизованы. Этот мезостазис местами состоит не только из микропегматитовых выделений, но, когда его много (20—30%), появляются отдельные самостоятельные зерна калиевого полевого шпата и кварца. В результате образуются достаточно редкие породы, близкие по валовому составу к семейству монцититов, содержащие даже отдельные шпиры лейкократовых гранофировых гранитов.

Самостоятельные дайки в областях протерозоя и нижнего палеозоя отличаются от даек — подводящих каналов — прежде всего составом долеритов, в которых почти нет гранофирового мезостазиса, а потому и неразвиты процессы автометаморфизма. Кроме того, в первых нередко появляются порфириовидные выделения оливина, отсутствующие во вторых. Наоборот, дайки — апофизы от подводящих каналов отличаются еще более интенсивным автометаморфизмом, а породы, их слагающие, представлены почти исключительно мелкозернистыми долеритами со стекловатыми порфириовыми разновидностями у зальбандов.

В отдельных дайках встречаются породы типа мончикитов и альноитов, либо — троктолитов и ликритов, указывающие на некоторое развитие для дайкового комплекса процессов дифференциации.

Резкий контраст с вышеописанными трапповыми силлами представляет мощная пластовая интрузия, встреченная на плато Тулай-Кирыка-Тас к востоку от Таймырского озера и залегающая среди терригенных отложений нижней перми. Ее мощность около 900 м; по простиранию она прослежена на 20 км и далее оборвана сбросом. Эта интрузия отчетливо расслоена и имеет анизотропное строение. Она сложена сериями слоев различного состава — от амфиболовых перидотитов до аляскитовых гранитов, с ясно выраженным преобладанием разновидностей семейства габбро.

Серии слоев, связанных постепенными переходами, чередуются в определенной последовательности от подошвы к кровле и по простиранию интрузии в направлении движения магмы. В подошве вблизи корней интрузии образована кайма оливиновых долеритов мощностью 12—15 м, отражающая состав недифференцированной базальтовой магмы. После образования этой каймы в процессе движения кристаллизующейся магмы происходит дифференциация путем гравитационно-кинетического фракционирования кристаллов и частичного взаимодействия их с остаточной магмой. В результате в основании интрузии залегает серия слоев преимущественно меланократовых оливиновых и гиперстеновых габбро. Выше, внизу другой серии, встречены перидотиты, а сверху — разнообразные габброиды. Еще выше развита мощная серия слоев трахитоидных габбро, более меланократовые разновидности которых располагаются внизу, а более лейкократовые — сверху. Затем следует серия своеобразных диоритоподобных пород с фаялитом и пироксеном. Венчается интрузия наиболее мощной серией аляскитовых и гранофирировых гранитов, в основании которой встречаются слои гранодиоритового состава. К восточному окончанию интрузии все серии, за исключением аляскитовой, выклиниваются, а мощность интрузии увеличивается. В подошве и кровле дифференцированной интрузии наблюдаются мощные (300—400 м) зоны кордиерит-гиперстен-диопсид-плагноклазовых роговиков, а также гранитизированных пород типа «графитовых гранитов» (рис. 61).

Если образование различных пород от амфиболовых перидотитов до фаялитовых диоритов можно объяснить исключительно процессами дифференциации базальтовой магмы, то появление мощного слоя аляскитовых гранитов предполагает значительное обогащение основной магмы кремнеземом и щелочами на последних этапах ее кристаллизации¹. При этом обогащение магмы кремнеземом происходило за счет обеднения им вмещающих пород, которые одновременно с ороговикованием обогащались магнием, железом и отчасти кальцием.

Интрузивные пласты (силлы) траппов образовались в течение периода, длившегося от нижней перми до нижнего триаса включительно.

В частности, мощная дифференцированная интрузия на плато Тулай-Кирыка-Тас внедрилась, по-видимому, на границе перми и триаса, как о том свидетельствуют непосредственно связанные с ней покровы порфиоров, залегающие на отложениях верхней перми и перекрытые отложениями нижнего триаса.

Состав, строение и условия залегания силлов свидетельствуют о том, что все они являются доскладчатыми образованиями, внедрившимися в горизонтально залегающие осадки перми. В отличие от гранитоидных интрузивных формаций Таймыра, связанных с определенными прерывистыми и сравнительно кратковременными этапами пликативной или дизъюнктивной тектоники, трапповая формация образуется в течение весьма длительного периода, измеряемого 70—80 млн. лет. Подобный характер образования хорошо объясняет исключительное обилие трапповых силлов и их более или менее равномерное распределение по всему разрезу верхнего палеозоя.

Формация малых щелочных и субщелочных интрузий ий распространена преимущественно в западной части хр. Бырранга,

¹ Вероятнее, имело место реоморфическое плавление кислых пород кровли в глубинном магматическом очаге. *Прим. ред.*

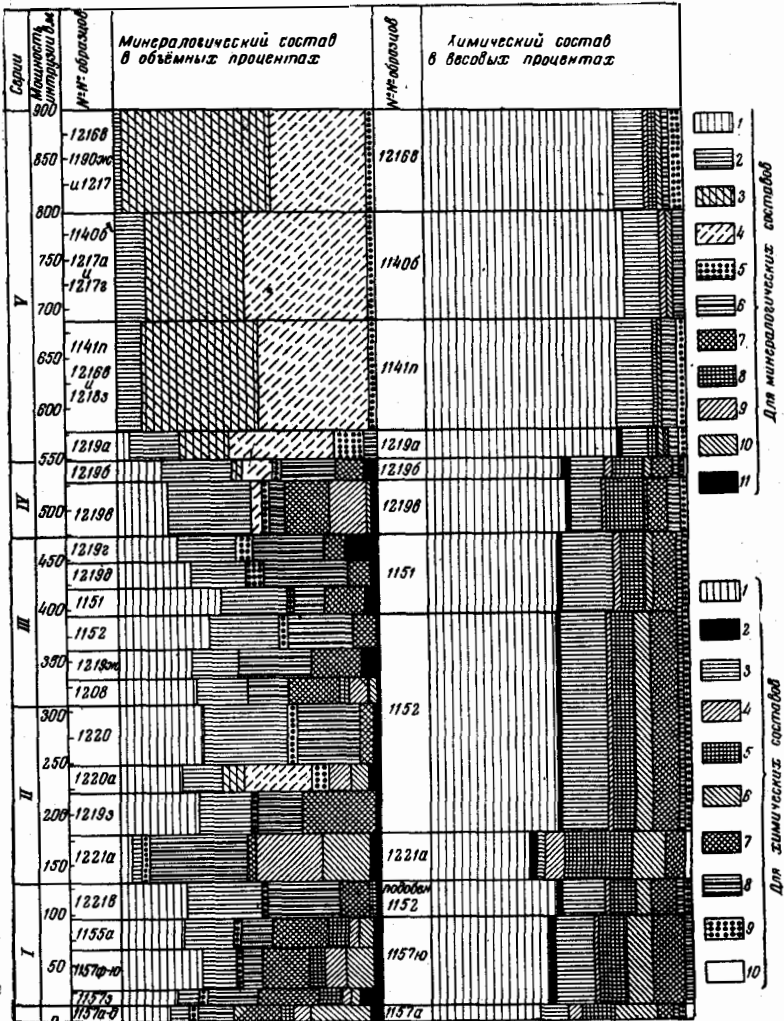


Рис. 61. Сводный петрографический разрез дифференцированной интрузии Тулай-Кирьяк-Гас

Для минералогических составов: 1 — анортит; 2 — альбит; 3 — ортоклаз; 4 — кварц; 5 — биотит; 6 — амфибол; 7 — моноклинный пироксен; 8 — ромбический пироксен; 9 — фаялит; 10 — форстерит; 11 — рудный минерал

Для химических составов: 1 — SiO_2 ; 2 — TiO_2 ; 3 — Al_2O_3 ; 4 — Fe_2O_3 ; 5 — FeO ; 6 — MgO ; 7 — CaO ; 8 — Na_2O ; 9 — K_2O ; 10 — элементы-примеси

1157а-д — порфировидный оливиновый долерит, 1157з — меланократовое гиперстенное габбро, 1157ф-ю — гиперстен-оливиновое габбро, 1155а — оливин-гиперстенное габбро, 1221в — трахитоидное и субтрахитоидное габбро, 1221а — амфиболовый перидотит, 1219з — габбро, 1220а — лабрадорит с кварцево-ортоклазовым мезостазитом, 1220 — трахитоидное габбро, 1208 — оливиновое габбро, 1219ж — габбро, 1152 — трахитоидное габбро, 1151 — лейкократовое габбро, 1219б — субтрахитоидное роговообманковое габбро, 1219г — габбро-диорит, 1219в — кварцево-фаялитовый диорит, 1219б — кварцево-пироксеновый диорит, 1219а — роговообманково-биотитовый гранит, 1141п и др. — аляскитовый гранит, 1140б и др. — аляскитовые граниты, 1216в и др. — гранофиновые лейкократовые граниты

в пределах верхнепалеозойских отложений. Здесь малые интрузии пересекают не только пермские отложения, но и туфолововую свиту пермотриаса. Их дайковые фации распространены гораздо шире; они встречаются не только среди верхне-, но и среди среднепалеозойских отложений, в том числе и на восточной половине хр. Бырранга.

Главными районами распространения малых интрузий являются: острова Каменные, верховья р. Убойной, низовья р. Пясины, верховья р. Верхней Таймыры, бассейн р. Фадью-Куда и верховья р. Тарей. Отдельные малые интрузии встречаются и среди протерозойских отложений.

Удивительно прихотливы формы залегания малых интрузий. Преобладают крутые купола с углами падения контактовых поверхностей в $50-60^\circ$, нередко штоки с вертикальными контактами, а также типичные трещинные интрузии уплощенных линзовидных форм и с пикообразными окончаниями, вытянутые вкрест простирания вмещающих пород и их складчатых структур. Реже встречаются полого залегающие плоские тела, отчетливо секущие складчатые пачки пермских терригенных отложений. Весьма характерны размеры тел формации малых интрузий: от 1—2 до 20—25 км² как максимум. Сопровождающие их дайки разнообразных порфиров имеют мощность от 1—2 до 30—40 м и соответственно прослеживаются по простиранию на сотни метров или несколько километров. Нередко подобные дайки встречаются изолированно от малых интрузий, вне видимой связи с последними, но, как правило, особенно много даек в пределах 2—5 км от интрузий. Дайки простираются в двух взаимно-перпендикулярных направлениях: северо-восточном и северо-западном, но всегда оказываются секущими по отношению к вмещающим породам.

Малые интрузии сложены преимущественно двумя группами пород: субщелочными и щелочными, которые совместно в одном интрузивном теле не встречаются. Нормальные кислые породы встречаются как исключение. Каждая группа пород представлена несколькими разновидностями, связанными постепенными переходами. Среди субщелочных пород наиболее распространены граносиениты и гранодиориты, реже встречаются сиенит-диориты и монзониты. Среди щелочных пород преобладают сиениты и меньше — нефелиновые сиениты. В субщелочных породах порфиоровые разновидности встречаются значительно чаще, чем в щелочных. Граниты представлены лишь порфиоровыми разновидностями.

Несмотря на большое разнообразие пород, слагающих малые интрузии, все они отличаются некоторыми общими особенностями минералогического состава.

1. Первичные плагиоклазы, вне зависимости от их количества, всегда представлены андезинами с содержанием 30—40% анортитовой молекулы.

2. Цветные минералы отличаются повышенной щелочностью.

3. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит, сфен и апатит, а циркон даже в кислых породах крайне редок; постоянно присутствует флюорит, а спорадически — сфалерит и молибденит; характерна постмагматическая пиритовая вкрапленность; в бостонитах вместо пирита развит гематит.

Отчетливо проявляются три интрузивные фазы, образующие данную формацию. Наиболее ранние и глубже залегающие интрузии сложены щелочными сиенитами либо нефелиновыми сиенитами, обладающими равномернoзернистым строением. Более поздними и менее глубинными являются интрузии граносиенитов, чаще всего порфиоровидного строе-

ния. И, наконец, с последней фазой связаны исключительно порфировые породы граносиенитового, гранодиоритового и даже гранитного состава, иногда образующие пологие плоские тела или; наоборот, дайки самых малых глубин.

Характер автометаморфизма одинаков для всех пород малых интрузий, вне зависимости от их состава, хотя интенсивность его проявления самая различная — убывающая от щелочных пород к субщелочным и кислым. Последние вообще лишь слабо альбитизированы и пелитизированы, тогда как нефелиновые сиениты фактически превращены в своеобразные слюдяные альбититы. При прочих равных условиях автометаморфические изменения проявлены значительно сильнее в эндоконтатковых оболочках интрузий. Главный и наиболее развитый автометаморфический процесс выражается в альбитизации полевых шпатов и биотитизации всех цветных минералов. На него накладывается более низкотемпературная и менее развитая стадия автометаморфического процесса, выражающаяся в пелитизации полевых шпатов и нефелина и хлоритизации цветных минералов, в частности биотита.

Дайки сложены двумя группами порфировых пород: 1) лампрофирами преимущественно минетта-керсантитового ряда и 2) гранит- и сиенит-порфирами, более редкими. Дайки такого состава в равной мере присущи всем типам интрузий описываемой формации. Как исключение, встречаются жилы бостонитов.

В связи с малыми интрузиями местами образуются мощные зоны контактово-метаморфических пород, которые чаще всего связаны с щелочными и субщелочными интрузиями и редки для кислых интрузий. При этом за счет песчаников образуются кордиерит-биотитовые роговики, за счет аргиллитов и алевролитов — кварцево-силлиманитовые сланцы, а базальты и долериты пропицитизируются и скаполитизируются, тогда как карбонатные породы силицифицируются.

Малые интрузии по условиям залегания, обилию порфировых фаций, характеру дайковых пород и контактово-метаморфическим процессам несомненно относятся к гипабиссальным образованиям малых глубин. Их появление связано исключительно с блоковой тектоникой и послескладчатыми разломами самых конечных этапов герцинского цикла тектогенеза, если распространить последний на триасовое время. Уже в гальке меловых конгломератов встречаются жильные сиениты (бостониты), несомненно принадлежащие к описываемой формации. Таким образом, формация малых интрузий относится к наиболее молодым проявлениям магматической деятельности в пределах Таймырской складчатой области.

В парагенетической связи с формацией малых интрузий находятся вольфрамо-молибденовые, полиметаллические и ртутно-мышьяковые рудопроявления, образующие соответственно три рудных пояса. Связь малых интрузий с указанными рудопроявлениями подтверждается: 1) общностью структурно-тектонических элементов, 2) наличием в составе аксессуарных минералов некоторых типичных минералов рудных жил, 3) идентичностью автометаморфических изменений пород малых интрузий и околожильных изменений вмещающих пород, связанных с рудообразованием.

Данные определения абсолютного возраста гнейсов и гранитоидов. К настоящему времени имеется двенадцать определений аргоновым методом абсолютного возраста различных метаморфических и магматических пород, залегающих в области развития протерозоя. Знамена-

тельно, что четыре определения по валовому составу пород и три — по биотиту, извлеченному из этих пород, дали практически одни и те же значения абсолютного возраста (230—270 млн. лет) для трех различных формаций гранитоидов. Геологическое положение их соответственно устанавливается как нижнепротерозойское — для двуслюдяных гранитов, как верхнепротерозойское — для катакластических порфириловидных гранитоидов и как среднепалеозойское — для субщелочных гранитоидов. Подобный же абсолютный возраст (226 и 250 млн. лет) определен для мусковита из пегматитовых жил, генетически связанных с формацией двуслюдяных гранитов. Кристаллические сланцы гнейсового комплекса и филлиты также имеют одинаковое значение абсолютного возраста (260—290 млн. лет), почти не отличающееся от абсолютного возраста разнородных формаций гранитоидов.

Такое несоответствие геологического положения метаморфических и магматических формаций с определением их абсолютного возраста, вероятно, объясняется наложением тектонических процессов, влияющих на сохранность радиогенного аргона, что, омолаживая минералы, не позволяет судить об истинном времени их образования. В самом деле, протерозойский срединный массив неоднократно испытывал тектонические деформации, и поэтому полученный абсолютный возраст, вероятно, соответствует лишь времени последних орогенических движений, существенно воздействовавших на срединный массив. С этими движениями связано поднятие на границе среднего и верхнего палеозоя значительной части срединного массива, обнажающейся в настоящее время на дневной поверхности. Это поднятие, по-видимому, соответствует по времени формированию интрузий субщелочных гранитоидов, весьма многочисленных в пределах протерозойского срединного массива, с которыми могли быть связаны постмагматические (метасоматические) процессы, в значительной мере повлиявшие на более древние метаморфические и магматические породы.

В итоге, если признавать данные абсолютного возраста соответствующими истинному геологическому положению магматических и метаморфических формаций северной части Горного Таймыра, то все их без исключения следует считать каменноугольными, главным образом верхнекаменноугольными. При этом протерозойский возраст придется приписать только первичным осадочно-вулканогенным толщам, залегающим под отложениями синия, которые лишь впоследствии, в каменноугольное время, были превращены в кристаллические и метаморфические сланцы, насыщенные самыми разнообразными интрузиями гранитоидов.

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ И ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНЫ

Четвертичные и мезозойские толщи, выполняющие Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины, не включают магматические образования. Однако в фундаменте впадин среди палеозойских, особенно пермских и нижнетриасовых отложений магматические породы присутствуют в большом количестве. Эффузивные, а отчасти и интрузивные породы траппового комплекса на большом протяжении слагают обращенные к впадинам склоны Сибирской платформы и Таймырской складчатой зоны. Они выходят на поверхность в отдельных положительных структурах внутри Хатангской впадины (сопка Балахна, возвышенности Тулай-Кирыка-Тас и Кирыка-Тас, антиклиналь мыса Цветкова, междуречье Верхней Таймыры и Горбиты), вскрыты рядом скважин в Нордвикском

районе, в бухте Сындаско, на Малохетской антиклинали. Кроме траппового комплекса, который следует относить к нижнему триасу, в Усть-Енисейской впадине устанавливаются вулканогенные породы и силурийского возраста. Наконец, в нижнемеловых угленосных отложениях Хатангской впадины встречаются, по описанию А. И. Бочарниковой (1955), туфогенные породы, которые скорее всего связаны с проявлениями мелового вулканизма на Сибирской платформе.

В пределах Усть-Енисейской впадины магматические породы на поверхности появляются только вдоль ее бортов, будучи связаны на юге с Сибирской платформой (выходы траппов в верхних течениях рек Пясины и Хеты, на берегах оз. Пясины), а на севере с Таймырской складчатой зоной (выходы траппов в нижнем течении рек Пясины, Пуры, на побережье Енисейского залива). Поэтому на рассмотрении этих пород останавливаться здесь нецелесообразно.

Внутри Усть-Енисейской впадины магматические породы обнаружены скважинами в районе Мало-Хетской антиклинали и описаны в работах А. Г. Алексиним, А. С. Запорожцевой и Т. М. Пчелиной (1952) и Л. Д. Мирошниковым. Наиболее древними являются частью эффузивные, частью интрузивные диабазы, габбро-диабазы, гиаодиабазы, диабазовые порфириды, порфириды и их туфы, залегающие среди силурийских пород Точинского поднятия и связанные с проявлениями вулканизма в силурийском периоде.

Диабазы и габбро-диабазы также образуют пластовые залежи в породах нижнего триаса, где присутствуют и эффузивные основные породы и их туфы. На западном склоне Точинского поднятия скв. 12-Р под осадками нижней юры вскрыла интрузию оливиновых габбро и габбро-диабазов, местами переходящих в габбро-нориты. Скважина углубилась в эти породы на 114 м и не достигла их подошвы. Судя по наличию ксенолитов пестроцветных аргиллитов, эта интрузия, по мнению Л. Д. Мирошникова, также прорывает нижнетриасовую эффузивно-аргиллитовую свиту. Возраст магматических пород, залегающих среди отложений нижнего триаса, судя по соседним областям, тоже нижнетриасовый. На Мало-Хетской антиклинали галька основных пород часто встречается в нижнеюрских конгломератах.

В Хатангской впадине магматические породы относятся к трапповой формации, которая для прилегающих частей Сибирской платформы и Таймырской складчатой зоны описана в соответствующих разделах. В описание магматических пород Таймырской складчатой зоны включены и траппы отдельных положительных структур, находящихся в пределах северной части Хатангской впадины, в частности детально изученная М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой (1956) дифференцированная интрузия траппов на возвышенности Тулай-Кирыка-Тас. Поэтому ниже идет речь преимущественно о траппах, вскрытых скважинами.

Интрузивные трапповые залежи, в основном пластовые интрузии, пересечены большинством скважин в Нордвикском районе и в бухте Сындаско. Скважина в бухте Сындаско, по описанию П. С. Воронова, на протяжении 1734 м по вертикали прошла в пермских отложениях, в основном в нижней перми, четырнадцать интрузий траппов общей мощностью 465 м, причем одна из интрузий имела мощность 180 м. Эти интрузии сложены диабазами, оливиновыми диабазами и диабазовыми порфиридами.

Наиболее крупная интрузия траппов состоит из биотитовых диабазов, кварцу переходящих последовательно в кварцево-биотитовый габ-

бро-диабаз, кварцево-биотитовое габбро, кварцевый габбро-сиенит, кварцевый сиенит и затем снова в биотитовый диабаз. Следует отметить, что наиболее глубокие интрузии диабазов находятся в низах нижнепермских отложений. По мнению П. С. Воронова, они внедрились до отложения значительной части пермских пород, так как застывали, вероятно, на малой глубине.

В районах Тигяно-Анабарской антиклинали и Нордвикской структуры количество интрузий в пермских отложениях резко падает — они составляют в нижней перми 6—9% разреза вместо 34% в бухте Сын-даско. В районе мыса Цветкова, наоборот, пластовые интрузии и дайки траппов локализируются в отложениях верхней перми (Мигай, 1952), причем суммарная мощность пластовых интрузий доходит до 120 м. Как и в более южных районах, интрузивные породы здесь представлены исключительно диабазами, более крупнозернистыми в центральных частях интрузивных тел и более мелкозернистыми в краевых зонах.

Контактные явления на границе интрузий выражены очень слабо. Мощность контактовых зон у мелких интрузий не более 1 м, у крупных — от 3 до 5 м. Контактные изменения сводятся к орогованию, хлоритизации и карбонатизации вмещающих пород, особенно глин. Траппы в зоне контакта приобретают порфировую структуру, обогащаются кальцитом, рудными минералами, темноцветные компоненты хлоритизированы.

Эффузивные породы (базальты, мандельштейны), туфобрекчии и туфы входят в состав эффузивно-туфовой свиты, залегающей на границе перми и триаса и условно относимой к нижнему триасу. Мощность этих образований растет с востока на запад.

Трапповый вулканизм, по данным геофизики, широко проявлялся в пределах как Хатангской, так и особенно Усть-Енисейской впадин. Здесь наблюдаются значительные магнитные и гравитационные аномалии, связанные скорее всего с интрузивными залежами траппов, приуроченных к линиям крупных разломов. Эти залежи располагаются в породах фундамента на глубинах от 1 до 4—5 км и более. Возможно, часть аномалий связана и с ультраосновными породами, представляющими продукт дифференциации трапповой магмы. Интрузия таких ультраосновных пород, в основном дунитов, располагается у северного края Сибирской платформы, в бассейне рек Маймечи и Гули, и, как показывает магнитное и гравитационное поле, распространяется довольно далеко в пределы Хатангской впадины под покровом четвертичных и мезозойских отложений.

АНАБАРСКИЙ МАССИВ

ДОКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

В пределах площади, занимаемой Анабарским массивом, докембрийский магматизм проявился в двух тектоно-магматических циклах, первый из которых относится к архею, а второй — к нижнему протерозою.

Самыми ранними породами, образованными в первую фазу архейского цикла, являются сильно амфиболизированные и серпентинизированные пироксениты и перидотиты. Со второй фазой этого цикла связано образование чарнокитовых гранитоидов, встречающихся только среди гиперстеновых гнейсов. К третьей фазе относятся биотитовые и

биотит-роговообманковые гранодиориты и граносиениты, имеющие локальное распространение. Завершили архейский цикл (четвертая фаза) аляскитовые граниты, представленные многочисленными маломощными межпластовыми залежами и редко секущими телами. С этими гранитами связаны пегматиты и мигматиты.

Разновозрастные интрузии первых трех фаз формировались в первый этап складчатости, тогда как аляскитовые граниты возникли во второй этап пликативных движений, обусловивших образование изоклинальной складчатости.

Ко второму магматическому циклу принадлежат анортозитовые интрузии, развитые в западной половине Анабарского массива.

Магматические породы, аналогичные названным, неизвестны среди синийских отложений, перекрывающих толщу, и отсутствуют также в протерозойской сильно дислоцированной алеврито-филлитовой толще, развитой на северо-восточной окраине Сибирской платформы (Атласов). Эти факты, а также данные абсолютного возраста пегматитов (1890 млн. лет) указывают на принадлежность гранитных интрузий к верхнему архею. Ультраосновные породы и чарнокитовые гранитоиды считаются более древними на том основании, что они подвергались воздействию кислых интрузий.

Гранитные интрузии в свою очередь не являются разновозрастными. Древнейшие из них представлены в основном крупнозернистыми порфировидными гнейсовидными гранодиоритами и граносиенитами, а более молодые — аляскитами, которые образуют согласные жильные тела мощностью иногда до 100 м среди гранодиоритовых интрузий. Такие взаимоотношения пород наблюдались в верховьях р. Хаптагыннах в северо-восточной части Анабарского массива и в верховьях р. Магана — на западной его окраине. Пока нет данных, чтобы судить, насколько интрузии этих двух типов разделяются между собой по времени. Скорее всего, они представляют различные фазы древнего вулканического цикла.

Наконец, анортозиты следует считать самыми молодыми магматическими образованиями на том основании, что они не подвергаются ни мигматизации, ни гранитизации. По аналогии с подобными образованиями в других регионах данные анортозиты можно отнести к нижнепротерозойскому возрасту.

Ультраосновные породы в пределах Анабарского массива пользуются незначительным распространением. Они встречаются чаще в восточной половине его, образуя согласные залежи мощностью в среднем 10—12 м при длине от нескольких десятков до сотен и тысячи метров.

Вопрос о возрасте ультраосновных пород недостаточно ясен. Однако наличие местами разновидностей, содержащих гнезда слюд, свидетельствует о воздействии гранитных (аляскитовых) интрузий на ультраосновные породы, что определяет их верхнюю возрастную границу.

По минералогическому составу ультраосновные породы разделяются на три группы: а) амфиболизированные и серпентинизированные перидотиты, б) амфиболизированные пироксениты и в) амфиболиты (бесполовошпатовые). Все эти разновидности представляют собой результат значительных автометаморфических изменений, выражающихся главным образом в амфиболизации и серпентинизации ультраосновных пород, вследствие чего первичный минералогический состав их не всегда может быть установлен.

Перидотиты по сравнению с другими разновидностями ультраосновных пород пользуются наибольшим распространением. Это темно-серые или почти черные с зеленоватым оттенком породы, обладающие мелко- или среднезернистой структурой и сланцеватой, реже массивной текстурой.

Перидотиты состоят из оливина, ромбического пироксена, иногда моноклинового пироксена, шпинели, рудного минерала, изредка флогопита и вторичных минералов, представленных тремолит-эденитовой роговой обманкой, серпентином, иддингситом, клинохлором и другими хлоритами. Вторичные минералы составляют иногда 50—60% всего объема пород.

Амфиболизированные пироксениты, особенно их мелко- и среднезернистые разновидности, внешне почти не отличимы от перидотитовых пород. В пироксенитах преобладает ромбический пироксен с примесью иногда значительного количества моноклинового пироксена или оливина. Остальные минералы такие же, как и в перидотитах.

Структура ультраосновных пород по своему происхождению является сложной. Наблюдается сочетание реликтовой первичной гипидиоморфнозернистой структуры с последующими наложенными (аллотриоморфной или даже гранобластовой) структурами, возникающими в результате автотаморфизма.

К упомянутым двум группам ультраосновных пород близко примыкают бесполовошпатовые амфиболиты, образующие среди них небольшие участки, линзочки или узкие полоски. Амфиболиты состоят преимущественно из тремолита, а реликты первичных минералов имеют резко подчиненное значение; видимо, амфиболиты представляют собой крайнюю степень изменения пород типа пироксенитов.

Среди ультраосновных пород по правобережью р. Кенгеды встречаются разновидности, обогащенные местами слабозелезистым биотитом, клинохлором, а иногда плагиоклазом № 38. Происхождение таких пород следует рассматривать как результат воздействия на них гранитной магмы (или раствора) с привнесением калия, кремнезема и других компонентов.

В общем, можно полагать, что ультраосновные породы, включавшиеся некоторыми геологами в состав метаморфического комплекса Анабарского массива, являются действительно наиболее древними, претерпевшими сильные автотаморфические изменения магматическими образованиями, но сформировавшимися в самую конечную стадию регионального метаморфизма. Если же перидотиты и пироксениты образовались бы одновременно с первичноосадочными и вулканогенными породами и претерпели вместе с ними стадию регионального глубинного метаморфизма, то в таком случае исчезли бы следы автотаморфизма и возникли бы структуры и минералогические ассоциации, соответствующие этой глубинной стадии.

Чарнокитовые гранитоиды изучены слабо. Они выделены (Рабкин, 1959) в основном в северной части Анабарского массива, в бассейне р. Кельгита. Чарнокитовые граниты образуют здесь мало мощные послойные внедрения среди пироксеновых амфиболитов или меланократовых двупироксеновых плагиогнейсов. В других случаях среди таких гранитов наблюдаются ксенолиты амфиболитов и двупироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцев, т. е. тех самых пород, в которые чарнокитовые гранитоиды проникают в виде послойных инъекций.

Чарнокитовые гранитоиды разделяются на две разновидности: гиперстеновые андезиновые граниты (почти без калиевого полевого шпата) и нормальные гиперстеновые граниты.

Андезиновые гиперстеновые граниты — это желтоватые или серовато-зеленоватые гнейсовидные, преимущественно среднезернистые, иногда порфиroidные породы. Структура их гранобластовая с некоторыми признаками гипидиоморфизма. Граниты состоят в основном из андезинового плагиоклаза (№ 33—36) и кварца, небольшого количества гиперстена, к которому прибавляются нередко моноклинный пироксен и биотит или один из них. В качестве аксессуарных минералов всегда присутствуют магнетит, апатит и циркон.

Гиперстеновые граниты, по данным Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Б. В. Ткаченко (1936), представляют собой желтовато-серые, средние и мелкозернистые породы, состоящие из микроклина, олигоклаза, кварца, гиперстена и биотита. Иногда обнаруживается примесь моноклинного пироксена и амфибола. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон и магнетит.

Порфиroidные гранодиориты и граносиениты слагают в основном два интрузива — Билляхский, расположенный в восточной части Анабарского массива на водоразделе рек Билях — Налим — Рассоха, и Краевой интрузив — на западной окраине массива, в верховьях р. Джогджо. Аналогичные гранитоиды распространены и в ряде других пунктов. Площадь Краевого интрузива не превышает 100 км².

Билляхский интрузив залегает согласно с вмещающими его породами хапчанской серии, ограничиваясь прямолинейными крутопадающими контактами. Он сложен в основном розовато-серыми крупнозернистыми порфиroidными гранодиоритами и подчиненными им гранитами, граносиенитами и кварцевыми диоритами, связанными между собой взаимными переходами. Местами появляются средние и мелкозернистые разновидности этих же пород. Текстура массивная, чаще гнейсовидная. Порфиroidные выделения плагиоклаза и калиевого полевого шпата имеют длину 1—3 см, изредка 5 см. В качестве цветных минералов присутствуют биотит, обыкновенная роговая обманка, а иногда гиперстен.

Краевой интрузив сложен преимущественно крупнозернистыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами и граносиенитами с широкой серией переходных пород до кварцевых диоритов и сиенит-диоритов включительно. Местами распространены связанные с ними очковые гнейсы, образование которых обусловлено явлениями динамометаморфизма.

Одной из особенностей обеих древних интрузий является их неоднородность; петрографический состав слагающих интрузивы пород изменчив, в них наблюдаются линзовидные участки и полосы гибридных образований, а также большое количество довольно крупных ксенолитов пироксеновых плагиогнейсов, пироксеновых амфиболитов и парагнейсов.

Изучение очковых гнейсов показывает, что они представляют собой различные стадии деформаций крупнозернистых гранодиоритов и граносиенитов. В тонкозернистой основной ткани, цементирующей порфирокласты полевых шпатов, наблюдаются явления перекристаллизации раздробленной ранее массы с последующим новообразованием таких минералов, как зеленая слюдка, серицит и изредка турмалин. Все это свидетельствует о том, что в самую последнюю стадию кристаллизации

крупнозернистые гранитоиды подвергались давлению и сопровождались явлениями протобластеза. Вместе с тем породы претерпели автометаморфизм от пневматолитовой до гидротермальной стадий. Об автометаморфизме можно судить и по пересыщенности некоторых гранитоидов глиноземом.

Граниты аляскитового типа и примыкающие к ним разновидности являются весьма распространенными породами, занимающими примерно 10% всей площади Анабарского массива вместе с мигматитами, которые тесно связаны с этими гранитами. Удельный вес этих магматических и синтектических образований значительно возрастает.

Главная морфологическая особенность интрузий¹ аляскитового типа заключается в том, что они образуют в основном мелкие линзовидные или пластовые тела, пронизывающие вмещающие их гнейсы. Наиболее крупные залежи имеют мощность от 500 до 1000 м при длине 5—10 км. Лишь в западной части Анабарского массива по левому берегу верховья р. Магана оконтурено гранитное поле более значительных размеров. Оно протягивается почти в меридиональном направлении на 20 км при средней ширине 8 км.

Маганский интрузив является довольно типичным представителем интрузий аляскитового типа. Он сложен преимущественно среднезернистыми, в меньшей мере крупнозернистыми, иногда слабо порфировидными гранитами и мелкозернистыми разновидностями. В «чистом виде» аляскиты имеют ограниченное распространение. Довольно часто развиты биотитовые граниты, местами обогащенные биотитом, иногда обыкновенной роговой обманкой, изредка с примесью гиперстена. Кроме того, в теле массива заключены в виде небольших участков различные породы метаморфического комплекса, среди которых встречаются пироксеновые амфиболиты, мраморы и кальцифиры. Особенно часты участки мигматитов и гранитизированных пород.

Отмеченные особенности Маганского интрузива в значительной мере свойственны многочисленным пластовым залежам гранитов, пронизывающим всю метаморфическую толщу. Имеются лишь некоторые текстурные отличия, выражающиеся в том, что в маломощных залежах относительно большим развитием пользуются породы с гнейсовой текстурой, тогда как в крупных телах преобладают массивные граниты.

Для гранитов аляскитового типа характерен розовый или красноватый цвет. Структура их аллотриоморфнозернистая. В ряде случаев развиты граниты с гипидиоморфнозернистой или аплитовой структурами. Кроме того, встречаются разновидности с катакластическими структурами.

Главными минералами аляскитовых гранитов являются микроклин, кварц и олигоклаз (№ 24—30). Примеси представлены биотитом, магнетитом, апатитом, изредка цирконом и в единичных случаях рутилом и сфеном. Крайне редко встречается турмалин. Из вторичных минералов отмечаются хлорит, серицит и кальцит.

Для аляскитовых гранитов характерно значительное преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом и ограниченное содержа-

¹ Отнесение аляскитовых гранитов к собственно «интрузивным» образованиям является едва ли правильным. Скорее всего это продукты селективного плавления на стадии общего глубинного метаморфизма вмещающих кристаллических сланцев, частью оставшихся на месте, частью немного перемещенных в пространстве. *Прим. ред.*

ние магнезиально-железистых минералов. Химические анализы при пересчете их по методу А. Н. Заварицкого обнаруживают низкое значение коэффициента «с» (0,9—1,5) и явное преобладание калия над натрием. Все это указывает на принадлежность значительной или даже большей части гранитов к аляскитовым субщелочным гранитам.

Кроме розовых и красных аляскитовых гранитов, господствующих на Анабарском массиве, встречаются местами и белые аляскитовые граниты, отличающиеся от первых отсутствием магнетита и иногда наличием граната.

Помимо вышеупомянутых пород, в пределах Маганского массива встречались отдельные штуфы альбитовых аляскитовых гранитов, внешне неотличимых от обычных красных аляскитов и гранитов. В лейстовидных зернах альбита содержатся иногда реликты микроклина. В некоторых породах биотит полностью хлоритизирован. Это свидетельствует о развитии постмагматических процессов, вызвавших местами альбитизацию обычных аляскитовых гранитов.

В пределах Анабарского массива встречаются также гнейсовидные средне- и мелкозернистые граниты (гнейсо-граниты) с гнейсовой текстурой и бластогранитовой структурой, иногда с реликтами гипидиоморфнозернистой. Количественно-минералогический состав этих гнейсо-гранитов аналогичен вышеописанным аляскитовым гранитам.

С гранитовыми интрузиями связаны генетически аплиты, пегматиты и кварцевые жилы.

Собственно аплиты не всегда легко отделяются от мелкозернистых аляскитов. Как правило, они образуют согласные и реже секущие жилы, пользующиеся, в общем, ограниченным распространением.

Более широким распространением пользуются пегматитовые образования. Они развиты преимущественно среди мигматитовых полей.

Пегматиты образуют согласные жилы, гнезда, а иногда секущие жилы. Мощность жил чаще всего ограничена несколькими десятками сантиметров, а в некоторых случаях достигает 2—3 м. Более крупные жилы прослеживаются по простиранию на десятки и реже сотни метров. Можно выделить два типа пегматитов — ортотектиты и эвтектиты. Ортотектиты представляют собой пегматиты линии скрещения, так как особенности вмещающих пород всегда сказываются на минеральном составе пегматитов¹. Они разделяются на калиево-полевошпатовые и плагиоклазовые пегматиты. Первые из них являются преобладающими и состоят в основном из калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. В качестве минералов-примесей встречаются биотит, рудный минерал, гранат, обыкновенная роговая обманка и апатит. В редких случаях присутствуют циркон, рутил, графит, халькопирит, пирит, молибденит и гиперстен. Ортотектиты распространены сравнительно широко, тогда как эвтектиты встречаются довольно редко. Кварцевые же жилы весьма редки. Это объясняется, по-видимому, высокотемпературными условиями формирования гнейсовой толщи, в силу которых гидротермальные процессы не имели активного развития. Кварцевые жилы залегают согласно с вмещающими их гнейсами и редко бывают секущими. Они имеют мощность от нескольких сантиметров до полуметра при длине соответственно от 1 до 10—15 м. Лишь в одном месте зафик-

¹ Это говорит скорее об ультраметаморфическом происхождении пегматитов. *Прим. ред.*

сирована кварцевая жила мощностью 2 м. Сложены жилы молочно-белым кварцем с редкими включениями пирита и магнетита.

С интрузиями аляскитового типа тесно связано образование *мигматитов и гранитизированных пород*, пользующихся в пределах Анабарского щита чрезвычайно широким распространением.

В результате взаимодействия магматического вещества с вмещающими породами образуются на значительных участках сложные гнейсы типа артеритов либо полосчатые мигматиты, нередко с плейчатými узорами, с гнездовыми или шпировыми обособлениями пегматит-аплитового вещества. В большинстве случаев при этом граница между интрузирующим веществом и первичной породой становится расплывчатой, так как здесь имеют место явления контаминации и ассимиляции. Иногда же при воздействии привнесенного материала на основные кристаллические сланцы типа амфиболитов они сохраняются в интрузивной массе в виде разобщенных блоков и ксенолитов с расплывчатыми или порою резкими контурами. В общем, имеется гамма переходов от лейкократовых до меланократовых полосчатых мигматитов.

Помимо собственно мигматитов, широко распространены гранитизированные породы. Они отличаются от мигматитов тем, что проникновение гранитного материала происходило в виде более или менее равномерного «объемного пропитывания» исходных пород растворами.

Анортозиты развиты преимущественно в пределах двух полос, приуроченных к западной и северо-западной окраинам Анабарского массива. Площадь наиболее крупного анортозитового тела составляет 765 км². Все выходы имеют в плане вытянутую форму и расположены согласно с общей складчатой структурой района.

По внешнему виду анортозиты — чаще всего белые или голубовато-светло-серые породы, иногда мраморовидные. Они состоят из лабрадора или битовнита, небольшого количества обыкновенной роговой обманки и реже моноклинного пироксена. Имеется ряд переходов от почти мономинеральных анортозитов к лейкократовым габбро.

Породы центрального комплекса слагают главную массу анортозитовых тел. В этом комплексе обособляются две текстурные разновидности: а) массивные, преимущественно среднезернистые анортозиты с аллотриоморфной или габбровой структурами и б) очковые анортозиты с бластокластическими структурами, с крупными зернами («очками») плагиоклазов.

Породы краевого комплекса приурочены к приконтактовым частям анортозитовых тел и образуют полосы до 2 км в ширину. Широко развиты породы с гнейсовидными и полосчатыми текстурами. По составу преобладают лейкократовые габбро, при подчиненном значении полосчатых анортозитов. Как первые, так и вторые представлены двумя текстурными разновидностями. В одной из них меланократовые полосы резко отделяются от лейкократовых, а в другой различные полосы связаны постепенными переходами. В резко полосчатых анортозитах подмечаются и некоторые структурные различия: темные полосы имеют панидиоморфнозернистую структуру, а светлые полосы — гранобластовую или даже бластокатакластическую.

Среди анортозитов встречаются иногда ксенолиты вмещающих пород, но совершенно отсутствуют признаки мигматизации и, вообще, следы воздействия на них гранитных интрузий. Это обстоятельство и дает основание полагать, что анортозиты моложе гранитных интрузий.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

В настоящее время на территории Сибирской платформы можно выделить несколько фаз магматической деятельности, которые проявлялись на сравнительно небольшом отрезке времени — от среднего палеозоя до верхнего мезозоя — и привели к образованию различных пород, обладающих характерными чертами платформенных образований.

1. Образованные в среднепалеозойское время магматические породы представлены кислыми туфами, образующими несколько выдержанных по простираанию пачек (мощностью 6—14 м) среди верхнедевонских и нижнекарбонных отложений, на правых притоках р. Вилюя, реках Кемпендяе и Вилючане. В пределах Красноярского края подобные породы пока не описаны.

2. Нижнемезозойский магматизм, начавшийся в пермское время, но проявившийся в палеозое крайне скудно, достигает очень широкого развития в течение нижнего триаса. В это время образуются: 1) трапповая формация, широко распространенная по всей территории платформенной территории, и 2) комплекс ультраосновных и щелочных пород Маймечи-Котуйского района, локализованный на северной окраине Сибирской платформы.

К образованиям, связанным с мезозойским магматизмом, относятся также следующие группы пород:

1) кимберлиты посленижнетриасовые обнаружены в бассейнах рек Вилюя, Муны и Оленека (Западная Якутия). Они залегают в форме трубок, реже жил, прорывающих карбонатные отложения нижнего палеозоя, а также интрузии траппов. Развита кимберлитовая трубка преимущественно за пределами максимального распространения траппов. В пределах Красноярского края кимберлиты пока не обнаружены;

2) ультраосновные породы Чадобецкого поднятия, которые условно можно сопоставить с кимберлитами;

3) кислые туфы верховьев рек Мархары и Большого Дьюктали (бассейн р. Вилюя) посленижнетриасовые, обнаружены среди интрузивных траппов в форме трубок (?), сложенных грубообломочной породой типа туфобрекчии. Среди обломков пород встречены кварцевые порфиры, сланцы и порфириды. Встречаются также обломки траппов, указывающих на их посленижнетриасовый возраст;

4) андезитовые туфы и лавы Попигайского района образуют толщу значительной мощности (до 150 м), в которой оба названных типа пород присутствуют примерно в одинаковом количестве. Возрастное положение описываемой толщи определяется как верхняя юра — мел по включениям ископаемой древесины.

Две последние группы пород в пределах Красноярского края не обнаружены.

Ниже дается описание тех групп пород, которые распространены в пределах Красноярского края. Наиболее подробно описана трапповая формация, так как она широко распространена и к ней приурочено наибольшее количество полезных ископаемых.

ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы трапповой формации, широко распространенные на Сибирской платформе, представлены интрузиями долеритов и габбро-долеритов, лавами базальтового состава и базальтовыми туфами. Каждая из этих групп пород имеет свои особенности и занимает определенные участки платформы.

На геологических картах видна своеобразная зональность: вокруг мощного лавового поля располагается зона туфов, относительно бедная интрузиями траппов. На бортовых приподнятых краях синеклиз появляется значительное количество интрузивных траппов, среди которых наблюдается также некоторая зональность: пластовые тела траппов образуют как бы внутренний пояс, а краевая наружная зона характеризуется развитием дайковых форм; дальше среди осадочных пород уже почти не появляются породы трапповой формации.

Указанная зональность связана в большой степени с эрозионными процессами и вместе с тем отражает и генетические соотношения отдельных типов пород. Детальные исследования на северо-западе платформы показывают отсутствие мощной толщи туфов под лавами; предполагаемое ранее наличие лавовой покрывки на туфах по всей платформе не подтверждается современными наблюдениями. Увеличение количества интрузивных тел в приподнятых бортовых частях синеклиз отражает установленную теперь закономерность появления повышенного количества интрузий в зонах тектонически наиболее активных, с которыми связано образование структур второго порядка. Подобные зоны располагаются преимущественно на стыках крупных структур первого порядка, т. е. на бортовых частях синеклиз.

Появление каждой из названных выше групп пород обусловлено определенным тектоническим режимом: туфы появляются в период опускания отдельных участков платформы, когда сжатая верхняя часть земной коры не дает возможности магме подниматься по трещинам и она вырывается только в результате взрыва. Оставшаяся в сквозных камерах магма, лишенная летучих компонентов и потерявшая вследствие этого активную силу, устремляется в наиболее податливые участки и образует широко распространенные на платформе мощные пластовые тела интрузивных траппов. Таким образом, туфы и бедные летучими компонентами интрузивные траппы взаимно связаны и образуются в одну магматическую фазу.

В других тектонических условиях, при начавшемся подъеме крупных участков платформы, появляются трещины, доходящие до земной поверхности; это создает благоприятные условия для излияния магмы, в результате чего появляются мощные покровы лав.

После закупорки трещин небольшое количество магмы, уже потерявшей летучие компоненты, которые были удалены из промежуточного очага при первых же порциях излияний, образует маломощные недифференцированные пластовые интрузии траппов. Таким образом, и здесь к одной магматической фазе приурочено появление и эффузивных, и интрузивных образований траппов. По составу эти интрузивные тела аналогичны пластовым интрузиям, сопровождающим туфы, но залегание их в лавовой толще определяет и возрастное положение.

После перерыва, в других тектонических условиях в наиболее активных локальных зонах внедряются новые порции магмы, накопившиеся в промежуточных очагах. Магма, не потерявшая летучие компоненты, поскольку не было ни взрывов, ни наземных излияний, образует интрузии преимущественно сильнодифференцированные, активно внедрявшиеся как в осадочные толщи, так и в лавы, образуя тела неправильной, сложной формы и сложного состава. Последние, заключительные этапы магматизма характеризуются появлением недифференцированных, относительно маломощных тел интрузивных траппов, прорывающих все выше перечисленные типы пород.

Накопившийся в последнее десятилетие большой геологический материал дает возможность выделить четыре фазы траппового магматизма с образованием в каждой из этих фаз нескольких типов пород.

Наиболее ранняя фаза — дотуфовая — проявляется слабо, в виде незначительных туфов, маломощных пластовых интрузий, сопровождающих эти туфы, а также небольшого количества секущих интрузий и лавовых излияний. Эта фаза, незначительная по объему, относится к перми. Наиболее отчетливо она устанавливается на северо-западе платформы. Среди интрузивных траппов этой фазы наряду с недифференцированными встречаются слабодифференцированные (субщелочные) траппы.

Следующая фаза — туфовая и интрузивная — наиболее мощная по своему проявлению; начинается в верхах перми, но наиболее интенсивно проявлена в нижнем триасе. С этой фазой связано появление всей толщи туфов и большей части мощных пластовых тел нормальных, относительно слабо дифференцированных траппов, сопровождающих выбросы туфов.

Третья фаза — лавовая и интрузивная — по времени четко датируется также нижним триасом. Лавы перекрывают туфовые отложения и относительная возрастная их последовательность не вызывает сомнений. С этой фазой, кроме лав, связано также проявление относительно небольшого количества интрузий, представляющих собой «как бы не излившиеся на поверхность лавы» (Левинсон-Лессинг, 1935).

Последняя фаза магматизма — послелавовая — характеризуется появлением значительно дифференцированных интрузий. Эта фаза сложная; она отчетливо разбивается на две интрузивные фазы как по типам интрузий (первые — сильнодифференцированные, богатые летучими компонентами, и вторые — слабодифференцированные, нормальные), так и по их возрастной последовательности. Начало послелавовой фазы относится к концу нижнего триаса. Имеющиеся в литературе указания о посленижнеюрском возрасте отдельных трапповых интрузий не подтвердились. Поэтому совершенно условно нижняя юра принимается как возможная верхняя возрастная граница образования траппов.

Интрузивные траппы, как уже было указано выше, пользуются особенно широким распространением в краевых частях синеклиз и приурочены к зонам наибольших тектонических нарушений. По форме интрузий можно выделить пластовые тела, дайки и штоки. Пластовые тела, иногда многоярусные, имеют мощность от нескольких до 250 м и прослеживаются на десятки километров и более. Дайки разнообразной и часто неправильной формы (особенно в туфах) иногда кольцевые, преимущественно прямолинейные и крутонаклонные или вертикальные, имеют мощность от долей метра до 40—60 м и прослеживаются иногда более чем на 100 км (бассейн рек Нижней Тунгуски, Оленека и др.).

На территории Сибирской платформы по составу и характеру внедрений можно выделить два типа интрузий: 1) недифференцированные и слабодифференцированные согласные пластовые и неправильные секущие интрузии и дайки траппов; 2) дифференцированные интрузии траппов, часто неправильные, пластообразные и штокообразные.

К недифференцированным и слабодифференцированным интрузиям принадлежит основная масса траппов, залегающих в различных горизонтах стратиграфического разреза платформы. Среди этих интрузий можно выделить: 1) группу крупных пластовых тел, залегающих в кар-

бонатных отложениях ордовика и силура, реже в верхнем кембрии и в континентальных отложениях перми; 2) группу мелких, преимущественно секущих тел, приуроченных к пермским отложениям и к туфам нижнего триаса, и 3) группу секущих интрузий, развитых преимущественно в зонах расколов в карбонатных толщах нижнего палеозоя.

Интрузии описываемого типа сложены преимущественно долеритами и габбро-долеритами, краевые фации представлены порфиrowыми микродолеритами или афанитовыми долеритами. В ряде мощных пластовых тел наблюдается слабая дифференциация: в подошвенной части залегают троктолитовые долериты (породы, обогащенные магниальным оливином), в центральных частях — долериты и габбро-долериты, в верхних частях — долерит-пегматиты (породы, обогащенные кварцем и кислым плагиоклазом или калиевым полевым шпатом).

Для мелких секущих тел характерно наличие закаленных краевых фаций, сложенных порфиrowыми микродолеритами, часто с миндалинами. Интрузии этого типа относятся преимущественно ко второй фазе траппового магматизма.

К дифференцированным интрузиям траппов принадлежит небольшое количество интрузий, среди которых лучше изученными и различными по характеру сопровождающей их минерализации являются: Аламджахская интрузия в восточной части Сибирской платформы (бассейн Вилюя) и Норильская интрузия в северо-западной части платформы. Интрузии этого типа принадлежат к последней — послелавовой фазе траппового магматизма.

Разнообразие интрузивных (а отчасти и эффузивных) пород трапповой формации обусловлено как глубинной магматической дифференциацией, так и кристаллизационной дифференциацией на месте застывания пород.

Явления контактового метаморфизма обычно незначительны для недифференцированных интрузий и весьма интенсивны в контактах дифференцированных интрузий, обогащенных щелочами и летучими компонентами.

Интрузивные траппы. Расчленение интрузивных траппов является сейчас одной из первоочередных задач. Имевшиеся ранее попытки разделения их на отдельные типы по структуре или по составу пород или только по строению расслоенных интрузий не привели к нужным результатам, так как использовался какой-либо один из признаков, а не совокупность их.

Многочисленными работами крупных коллективов геологов ВСЕГЕИ, ВАГТа, НИИГА, Красноярского, Иркутского и Норильского геологических управлений и других организаций собран к настоящему времени материал, который может быть взят за основу при расчленении интрузивных траппов на отдельные интрузивные комплексы, которые выделяются пока для западной части Сибирской платформы.

Таким образом, на основании имеющегося фактического материала по составу, форме, условиям залегания, металлогении и другим признакам среди интрузивных траппов предлагается выделить тринадцать интрузивных комплексов¹, приуроченных к пяти интрузивным фазам.

¹ Термин «интрузивный комплекс» в этом разделе использован для обозначения только провинциальных типов интрузий, часто более или менее одновременных и отличающихся деталями состава. Объем этого понятия здесь значительно уже, чем при описании комплекса основных и ультраосновных пород северной окраины Сибирской платформы. *Прим. ред.*

В первой интрузивной фазе пока достаточно достоверно выделяется только один комплекс — ергалакский, который (по данным М. Н. Годлевского) может быть отнесен к пермскому времени. Интрузии нормальных траппов пермского возраста пока не удается отличить от широко распространенных подобных же нижнетриасовых интрузий.

Вторая интрузивная фаза, также относительно небольшая, проявлена в основном на северо-западе платформы. В ней выделяются три комплекса (чалбышевский, летнинский и тымерский), которые соответствуют по времени самым начальным этапам туфовой вулканической фазы (верхи перми — низы нижнего триаса).

Третья интрузивная фаза наиболее мощная. В ней выделяются четыре комплекса довольно однообразных интрузий (катангский, ангарский, амовский, ногинский). Эти комплексы относятся к туфовой вулканической фазе, а также к лавовой фазе, с которой связано относительно малое количество интрузий (по времени это нижний триас).

К четвертой и пятой интрузивным фазам относится образование пяти комплексов (тычанский, кузьмовский, норильский, туринский и агатский), резко различных по своим геологическим и петрохимическим особенностям. Обе эти интрузивные фазы являются послелавовыми.

Дальнейшие исследования несомненно покажут наличие большого числа комплексов в пределах отдельных фаз.

Нами приняты географические наименования отдельных комплексов — по тем рекам или районам, где интрузии выделенного комплекса наиболее распространены, или по тому пункту, где впервые описаны интрузии определенного типа. Для наиболее распространенного комплекса нормальных траппов мы приняли наименование «катангский» по прежнему названию всех трех Тунгусок — Катанги¹.

В первой интрузивной фазе выделяется *ергалакский комплекс*. Интрузии ергалакского комплекса развиты на крыльях северной части Хантайско-Рыбнинского вала. М. Н. Годлевский указывает, что интрузии имеют пермский возраст и представлены силами субщелочных пород — титан-авгитовых диабазовых порфиритов и трахидиабазов мощностью 30—80 м. В эндоконтактах силлов залегают закаленные витрофировые корки, за которыми следуют зоны пород с интерсертальной основной массой и порфиоровыми выделениями лабрадора. В центре силлов залегают породы с пойкилоофитовой структурой и крупными вкрапленниками лабрадора или андезина. Весьма характерен титан-авгит. Встречаются биотит, анальцим, а из аксессуарных минералов часты апатит и сфен. В некоторых разновидностях наблюдаются оливин и кварц.

В химическом отношении породы интрузий ергалакского комплекса отличаются повышенным содержанием щелочей, титана, повышенной величиной отношения железа к магнезию. Дифференциация внутри интрузий приводит к образованию трахидолеритов (трахидиабазов), обогащенных щелочами и железом.

В составе первой интрузивной фазы несомненно были интрузии и недифференцированных траппов, обломки которых имеются в туфах, но пока не известно ни одного интрузивного тела нормальных долеритов, которое можно было бы отличить от широко распространенных более поздних нижнетриасовых интрузий катангского комплекса.

¹ Термин «тунгусский комплекс» уже использован в качестве стратиграфического понятия.

Во второй интрузивной фазе выделяются *чалбышевский, летнинский и тымерский комплексы*. В чалбышевском комплексе выделены маломощные силлы (до 30—50 м) и секущие тела недифференцированных долеритов, в различной степени хлоритизированных и амфиболизированных и нередко содержащих повышенное (до 25—30%) количество хлорофенита и палагонита. Эти интрузии развиты в нижнем течении р. Нижней Тунгуски вблизи устья р. Чалбышевой среди отложенной продуктивной толщи перми и в нижней части разреза туфогенной толщи нижнего триаса. В интрузиях изредка отмечается слабая дифференциация, выражающаяся в развитии в нижних (подошвенных) частях долеритов с повышенным содержанием оливина (до троктолитовых долеритов).

Среди пород, слагающих интрузии, выделяются: амфиболизированные лейкократовые порфирированные долериты, анортозитовые долериты в различной степени амфиболизированные, палагонитовые долериты, палагонитовые хлоритизированные и цеолитизированные долериты, толеитовые долериты, хлорфенитовые долериты миндалекаменной текстуры, амфиболизированные долериты с титан-авгитом, обогащенные рудными минералами и др. Содержание главных породообразующих минералов и их состав в различных разновидностях изменяется. В виде примеси в породах встречаются кварц, магнетит, в хлоритизированных разновидностях — обыкновенная роговая обманка и актинолит. Структура пород пойкилоофитовая, офитовая, реже такситовая. Текстуры — массивная и миндалекаменная.

Редкие шилры сложены амфиболизированными габбро-долеритами и долерит-пегматитами. Весьма характерным для пород этого комплекса является наличие сферокристаллов и лучистых агрегатов бледноокрашенного хлорита (пеннина), развивающегося в интерстициях и по плагиоклазу, и наличие бледноокрашенного зеленатово-буроватого колломорфного, слабо раскристаллизованного хлорофенита и более темного палагонита, заполняющих интерстиции и миндалины. Все это указывает на застывание интрузий в близповерхностных условиях при наличии в магме значительных количеств паров воды.

Закаленные фации интрузий представлены амфиболизированными микродолеритами и афанитами. Экзоконтактовые воздействия выражаются в образовании зон роговиков: альбит-хлорит-пироксеновых, хлорит-плагиоклаз-пироксеновых со слюдой и кальцитом и др. Мощность зон роговиков иногда до 3—5 м.

На левобережье р. Нижней Тунгуски наблюдалось прорывание интрузии чалбышевского комплекса интрузией летнинского комплекса.

Интрузии *летнинского комплекса* приурочены к разломам на восточном крыле Курейско-Летнинского вала (низовья рек Северной и Летней). Встречаются такие интрузии и к востоку от этого района. Они образуют наклоненные силлы мощностью до 150 м и дайки мощностью до 50—80 м. Интрузии сложены лейкократовыми породами с габбро-офитовой структурой, интенсивно автометаморфизованными. Они описаны П. И. Касаткиным и В. Н. Егоровым как габбро-диориты, Н. В. Павловым как амфиболизированные габбро-диабазы; однако, учитывая повышенную щелочность этих пород, их правильнее назвать субщелочными долеритами и габбро-тешенитами. В краевых частях интрузий залегают порфирированные мелкозернистые разновидности этих пород, в центральных — субщелочные долериты офитовой структуры и габбро-тешенигы

иногда со шлирами и жилами щелочных пегматитов. В интрузиях встречаются частично переработанные ксенолиты.

Породы интрузий сложены цеолитизированным плагиоклазом (лабрадор), амфиболизированным моноклинным пироксеном с участием цеолитов, щелочного полевого шпата, сфена, апатита, магнетита и ильменита, иногда биотита и эпидота, сульфидов. В химическом отношении породы отличаются присутствием большей части железа в окисной форме, повышенным содержанием щелочей, пониженным содержанием титана. Щелочные дифференциаты комплекса обогащены кремнеземом и глиноземом, резко обогащены щелочами и обеднены магнием по сравнению со средним типом пород.

С интрузиями летнинского комплекса связаны гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения магнетита рек Северной и Летней, залегающие в висячих боках интрузий среди зон гидротермально преобразованных известняков мощностью до 10—25 м. Для этих пород характерны кальцит, скаполит, хлорит, эпидот, пренит, диопсид. Магнетит (с примесью магнезиоферрита) образует вкрапленные и сплошные руды.

Интрузии летнинского комплекса прорывают пермские и нижнегриасовые отложения и сами прорваны недифференцированными интрузиями третьей фазы.

К *тымерскому комплексу* относятся маломощные (до 20—25 м) дайки, сложенные интенсивно автометаморфизованными субщелочными долеритами. Они образуют меридиональную полосу на восточных крыльях Хантайско-Рыбнинского и Курейско-Летнинского валов. Особенно широко эти дайки развиты в бассейне р. Северной (Тымеры), с постепенным затуханием этой полосы на юге. Дайки этого типа были впервые описаны А. Ф. Михайловым (1939).

Субщелочные автометаморфизованные долериты (диабазы) имеют офитовую, реже пойкилоофитовую структуру и сложены цеолитизированным плагиоклазом (лабрадор), моноклинным пироксеном, интенсивно амфиболизированным и хлоритизированным. Присутствуют цеолиты, сфен, кальцит, магнетит, ильменит, пирит, пирротин. Породы сильно изменены и отличаются повышенным содержанием глинозема, кальция и щелочей. Метасоматические альбиты, встречающиеся в этих дайках, резко обогащены щелочами и содержат повышенное количество кремнезема. По сравнению с летнинским комплексом по данным спектральных анализов описываемые субщелочные породы содержат больше меди, никеля, кобальта, хрома, стронция, бария.

С дайками тымерского комплекса связаны гидротермально-метасоматические вкрапленно-прожилковые и сплошные пирротиновые руды, иногда с халькопиритом и минералами никеля и платиноидов. Эти руды залегают в зонах экзоконтактов даек в скаполитизированных песчаниках и туфах, достигающих иногда очень большой мощности. Характерным примером является месторождение 71-го километра на р. Северной. Для измененных зон обычны скаполит, амфибол, плагиоклаз, кальцит, сфен, апатит и др. Дайки тымерского комплекса прорваны интрузиями третьей фазы.

К третьей интрузивной фазе принадлежит подавляющая масса интрузий траппов, среди которых по некоторым особенностям состава и характеру дифференциации выделяются четыре комплекса. Возрастная последовательность их образования еще не установлена;

известно только, что интрузии ногинского комплекса моложе траппов катангского комплекса.

В катангский комплекс включены интрузии нормальных долеритов, составляющие преобладающую массу интрузий траппов не только в западной части платформы, но и на всей площади их развития. Эти интрузии образовались из магмы, потерявшей летучие компоненты в результате взрывов, связанных с формированием туфов. Это те «сухие траппы», наблюдения над которыми привели Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1932) к выводу о бедности трапповой магмы летучими компонентами.

Преобладающей формой залегания траппов катангского комплекса являются силлы. Значительно меньшим развитием пользуются лакколиты, дайки, жилы, штоки, кольцевые и конические интрузии. Мощность силлов колеблется от единиц до сотен метров. Наиболее крупные из них иногда достигают 300—350 м. Такой же мощности достигают и лакколиты (Лебедев, 1955). Длина даек колеблется от нескольких метров до десятков километров, мощность — от дециметров до сотен метров.

Сложены интрузии нормальными долеритами, различающимися между собой в основном по структурным и текстурным признакам; встречаются миндалекаменные разновидности. Минеральный состав пород довольно однообразен. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз (лабрадор), моноклинный пироксен (пижонит), оливин (содержащий 40% фаялита) и рудные минералы (магнетит и ильменит). Структуры пород — пойкилоофитовая, офитовая, интерсертальная, толеитовая и др.

Краевые фации интрузий представлены долеритовыми афанитами, нередко с микробрекчиевой текстурой. Мощность эндоконтактных фаций не превышает 5—10 м. Экзоконтактные изменения заключаются в основном в термальном воздействии траппов на вмещающие их породы. Мощность измененных экзоконтактных зон не превышает 1—2 м. Характерной особенностью некоторых более мощных интрузий является наличие в них слабой дифференциации, выражающейся в появлении шлиров, полос, линз, реже горизонтов троктолитовых долеритов, пегматоидных габбро-долеритов и долерит-пегматитов. При этом троктолитовые долериты обычно приурочены к нижним частям интрузий, пегматоидные габбро-долериты и долерит-пегматиты — к более верхним их частям.

Троктолитовые долериты отличаются повышенным содержанием магнезиального оливина (до 20%), присутствием в качестве второстепенного минерала ромбического пироксена. Структура пород пойкилоофитовая и офитовая.

Пегматоидные габбро-долериты и долерит-пегматиты характеризуются габбро-офитовой и призматически-офитовой структурой, отсутствием оливина, более железистым составом пироксена и наличием кислого мезостаза и ряда постмагматических минералов: актинолита, хлорита и др.

Химический состав недифференцированных пород этого комплекса отвечает составу плато-базальта и характеризуется незначительной недосыщенностью кремнеземом и значением отношения железа к магнию около единицы (1,2—1,4).

Троктолитовые долериты характеризуются повышенным содержанием магнезии, извести и несколько пониженным содержанием железа

(в окисной и закисной формах), окиси титана и щелочей, а долерит-пегматиты обогащены кремнекислотой и щелочами.

Интрузии *ангарского комплекса* пользуются широким развитием в южной части Сибирской платформы (в бассейне Ангары), но встречаются также и в более северных районах. Они образуют преимущественно sillы мощностью от 20 до 100—150 м, реже — лакколлиты, секущие интрузии и дайки. Интрузии сложены в основном долеритами ангарского типа (Соболев, 1936), характеризующимися постоянным присутствием кварца или гранофира в мезостазисе и относительно более железистым составом оливина и моноклинного пироксена по сравнению с подавляющей массой траппов. В эндоконтактах интрузий обычно залегают афанитовые долериты или микродолериты.

Дифференциация в интрузиях проявляется слабо и выражается в образовании мелких шлиров долерит-пегматитов и толеитовых габбро-долеритов. Изредка встречаются расслоенные слабодифференцированные интрузии (бассейн р. Чадобца и др.), в нижних частях которых развиты породы, несколько обогащенные оливином (до 15%), в средних — нормальные долериты, а в верхних — пегматоидные толеитовые габбро-долериты.

В химическом отношении породы интрузий этого комплекса отличаются в основном повышенным отношением железа к магнию и повышенным содержанием кремнезема, и несколько заниженным по сравнению с нормальными траппами содержанием глинозема.

Экзоконтактные изменения вмещающих пород проявляются главным образом в термальном метаморфизме.

В *амовском комплексе* выделены интрузии долеритов, обогащенных интрателлурическими вкрапленниками весьма основного плагиоклаза. Интрузия такого типа была впервые описана В. С. Соболевым (1936) у скалы Амо на Нижней Тунгуске, однако породы скалы Амо отличаются богатством минералов с цеолитами и весьма крупными вкрапленниками анортита. Обычно же в порфириновых анортитовых долеритах этого комплекса размер вкрапленников гломеропорфириновых скоплений не превышает 0,5—0,8 см, содержание их в породах равно 15—20%.

Интрузии амовского комплекса развиты в нижнем течении р. Нижней Тунгуски и к северу от нее в бассейнах низовьев рек Северной, Курейки и Горбиячина. Они имеют форму sillов до 200—250 м мощности, даек (мощностью до 40—50 м) и неправильных тел. Интрузии сложены однообразными крупнозернистыми породами пойкилоофитовой или офитотакситовой структуры, состоящими из плагиоклаза двух генераций ($Ап_{85}$ и $Ап_{60}$), моноклинного пироксена, оливина, небольших количеств гиперстена и вторичных минералов. Весьма характерны небольшие шпирсы лейкократовых амфибол-плагиоклазовых пород с большим количеством микропегматита, отвечающим по составу пегматоидным кварцевым долеритам.

В химическом отношении порфириновые анортитовые долериты отличаются богатством глинозема, высоким отношением железа к магнию, пониженным содержанием титана. При дифференциации, имеющей небольшие масштабы, происходит преимущественно обогащение пород щелочами, наряду с незначительным увеличением отношения железа к магнию.

Ногинский комплекс объединяет интрузии лейкократовых долеритов, габбро-долеритов и пегматоидных долеритов, характеризующихся

повышенным (10% и более) содержанием магнетита. Эти интрузии неоднократно описаны при геологосъемочных работах, проведенных ВАГТОм в западной части платформы (Н. В. Дренов и др.).

Интрузии имеют форму пластообразных и неправильных тел мощностью до 50—150 м, даек, штокообразных тел и располагаются в районах широкого развития разрывных нарушений.

Породы интрузий ногинского комплекса состоят из плагиоклаза (42—53% анортита), моноклинного пироксена, содержащего до 30% железистого компонента, магнетита (10—20%), образующего нередко сидеронитовую структуру. В незначительных количествах присутствуют ромбический пироксен и оливин (гортонолит). Характерно наличие идиоморфных кристаллов плагиоклаза, реже — пироксена первой генерации. В интерстициях развиты кварц или микропегматит.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород в связи с интрузиями комплекса выражены слабо.

Химический состав пород характеризуется весьма высоким содержанием натрия, а также пониженным содержанием титана, закисного железа, магния и кальция. Отношение железа к магнию по сравнению с траппами катангского комплекса значительно выше.

Благодаря повышенному содержанию магнетита породы обладают высокой магнитностью, и тела этих пород фиксируются положительными магнитными аномалиями.

Интрузии ногинского комплекса прорывают интрузии катангского комплекса и сами в свою очередь прорваны интрузиями четвертой фазы магматической деятельности.

В четвертой интрузивной фазе *тычанский комплекс* представлен интрузиями, развитыми в бассейнах нижнего течения рек Подкаменной и Нижней Тунгусок (реки Тычаны, Чуны, Учамы и др.). Эти интрузии, как правило, приурочены к разломам, располагающимся на крыльях структур второго порядка. Преобладающей формой интрузий являются дайки мощностью до 30—50 м, реже встречаются силлы и наклонные интрузии мощностью до 50 м. Возраст комплекса устанавливается на основании пересечения дайками силлов катангского комплекса. Эти дайки заполняют трещины разломов.

Породы интрузий тычанского комплекса описаны А. П. Лебедевым (1955) в группе «траппов гибридного ряда». Интрузии сложены субщелочными долеритами, тешенит-долеритами, габбро-тешенитами с жилами и шлирами альбититов и кварцевых монзонитов. В крупных интрузиях этого комплекса заметна некоторая дифференциация. Характерной особенностью пород комплекса является их субщелочной характер и значительно большая по сравнению с траппами нормального ряда степень автометасоматических изменений.

Главными минералами пород являются плагиоклаз (от 32—45 до 60% An), нередко цеолитизированный авгит, часто замещенный эгирин-авгитом или амфиболом и хлоритом, рудные минералы (магнетит и ильменит). Почти всегда присутствуют сфен и апатит и вторичные минералы — хлорит, амфибол, пренит, цеолит, эпидот и др.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород обычно значительны. Они выражаются в образовании гранатовых скарнов, карбонатизации, окварцевании, пренитизации и цеолитизации вмещающих осадочных пород.

С породами комплекса парагенетически связаны рудопроявления галенита со сфалеритом, пирротинном, халькопиритом и пиритом. Ору-

денение локализуется вдоль разломов, пересекающих силлы более ранних интрузивных фаз, и у контактов даек тешенит-долеритов с известняками.

Оруденение представлено вкрапленными и прожилковыми рудами галенита с примесью других сульфидов и магнетита и сопровождается отложением барита, кальцита, цеолитов и кварца. Максимальное скопление галенита встречено в карбонатных породах ордовика (Тычанская группа месторождений), однако здесь непосредственной связи оруденения с интрузиями не устанавливается.

По-видимому, с породами тычанского комплекса парагенетически связаны месторождения исландского шпата (в туфах и лавах).

Химический состав этого типа пород характеризуется повышенным содержанием щелочей (в основном натрия) и окисного железа, а также пониженным отношением железа к магнезию. Габбро-тешениты отличаются повышенным содержанием кремнезема, щелочей (натрия и калия) и в меньшей степени — титана, пониженным содержанием глинозема, железа, магния, кальция и пониженным значением отношения железа к магнезию. По данным спектральных анализов породы тычанского комплекса обладают повышенным содержанием галлия, меди, свинца, цинка, бария, стронция, скандия и пониженным — никеля, кобальта, хрома, ванадия.

Распространение интрузий *кузьмовского комплекса* связано с тектонически наиболее раздробленными участками на крыльях блоковых и валлообразных поднятий на территории междуречья низовьев Нижней и Подкаменной Тунгусок, а также в Ангаро-Илимском и Чуно-Тасеевском районах. Отличительными особенностями интрузий являются значительная дифференциация по составу и активное воздействие на вмещающие породы, что обусловлено повышенным содержанием в магме летучих компонентов. Интрузии такого типа моложе интрузий нормальных долеритов и большинством исследователей выделяются в самостоятельную фазу (Н. В. Дренев и др.). В составе кузьмовского комплекса можно выделить две группы интрузий, различающихся по форме и внутреннему строению: пластообразные тела, часто расслоенные по вертикали и дифференцированные от нормальных долеритов до гранофилов, и гораздо чаще встречающиеся секущие тела, преимущественно дайки и штоки, сложенные почти целиком долерит-пегматитами. Различие в характере дифференциации этих групп обусловлено главным образом формой интрузий.

Пластообразные интрузии имеют площадь до 50—150 км² при мощности до 150—250 м, форма их часто сложная. Состав отдельных горизонтов интрузий различен. Внизу залегают долериты, обогащенные оливином, и габбро-долериты обычного состава, в центре — трахитоидные феррогиперстеновые феррогаббро с гортонолитом или без него. Нередко дифференциация доходит до феррогортонолитовых гранофилов и долерит-пегматитов, обогащенных микропегматитом и щелочными полевыми шпатами (кварцевые щелочные габбро). Иногда появляются кислые гранофиры, являющиеся конечным остатком кристаллизации, но иногда образующиеся при ассимиляции песчаников.

Наиболее изученной интрузией такого типа является Аламджакская интрузия в бассейне р. Вилюя (Масайтис, 1957, 1958). В западной части платформы сходная интрузия описана на междуречье Подкаменной Тунгуски и Юдоломо, недалеко от пос. Кузьмовки (О. И. Юон и А. А. Юон).

Для пород кузьмовского комплекса характерно обилие позднемагматических амфибола (иногда щелочного), биотита, хлорит-серпентина, талька. Обычны кварц, апатит, сфен, магнетит, ильменит, реже встречаются халькопирит и пирит. Позднемагматическим ильменитом обычно обогащены железистые дифференциаты, причем рудная выкрасленность достигает 25% по объему (например, рудопроявление титана в интрузиях горы Моргудол, а также интрузии на водоразделе рек Подкаменной Тужгуски и Юдоломо). Кроме железистых и кислых дифференциатов, иногда встречаются недосыщенные кремнеземом субщелочные и щелочные породы (тешенит-долериты, габбро-тешениты), залегающие в виде шлиров или неправильных участков. Они обогащены цеолитами, анальцимом, альбитом, биотитом.

Контактовые изменения в связи с описываемыми интрузиями значительны и отличаются разнообразием. Здесь встречаются роговики, кальцифиры, гранат-пироксеновые скарны, породы с монтчеллитом, везувианом, скаполитом, хлоритизированные и амфиболизированные породы. Встречаются скарны с магнетитом. Ряд жильных месторождений магнетита парагенетически связан с интрузиями кузьмовского комплекса (Анакитское и др.).

Повышенное количество летучих компонентов в магме вызывает также графитизацию углей на контакте с интрузиями этого комплекса и возникновение месторождений графита (Ногинское месторождение).

Норильский комплекс представлен интрузиями, распространенными преимущественно на крыльях Хантайско-Рыбнинского и Курейско-Летнинского валов. Главной областью их развития является Норильский район и западная окраина плато Сьверма.

Впервые интрузии этого типа были описаны Б. Н. Рожковым (1932), а впоследствии Г. Г. Моором (1954) и М. Н. Годлевским (1958).

Интрузии данного типа характеризуются наличием габбро-долеритов (габбро-диабазов) с ромбическим пироксеном, значительной дифференциацией и сульфидным медно-никелевым оруденением. Размеры интрузий составляют в длину от 1—2 до 15 км, в ширину 0,5—3 км, при мощности 100—200 м. По форме интрузии являются хонолитами и межформационными пластовыми залежами, реже дайкообразными телами. Внутреннее строение интрузий характеризуется наличием ряда горизонтов, образовавшихся в результате гравитационного и кристаллизационного фракционирования. Породы верхних горизонтов обогащены микропегматитами и, по мнению М. Н. Годлевского, имеют гибридное происхождение (кварцевые диориты, габбро-диориты); в центральных частях залегают оливинные габбро-норит-диабазы; нижние части интрузий обогащены оливином (пикритовые габбро и диабазы).

Сульфидное оруденение приурочено к пикритовым габбро-диабазам и норит-диабазам и к зоне контактовых пород в основании интрузии.

Снизу вверх по разрезу интрузий в породах имеет место увеличение отношения железа к магнию, несколько увеличивается кислотность плагиоклаза (от An 55—95 до An 45—85), железистого оливина (от Fa 14 до Fa 34), железистость ромбического и моноклинического пироксена, который представлен здесь авгитом, а в интрузиях других комплексов это не содержащий глинозема пижонит. Кроме авгита, присутствует субкальциевый пижонит с малым углом оптических осей.

Для пород интрузий норильского комплекса весьма характерны биотит и многочисленные автометаморфические минералы: амфибол, иддингсит, боулингит, серпенгин, тальк, хлорит, карбонат, пренит, аль-

бит, эпидот, цеолиты. Обилие вторичных изменений позволяет сохранить для пород норильского комплекса термин «диабаз».

В контактах интрузий развиты различные роговики, скарны, кальцифиры, монтичеллитовые породы; изверженные породы превращаются в биотитовые или хлорит-гранатовые породы.

Интрузии норильского комплекса отличаются пониженным содержанием титана, повышенным содержанием магния. Среднее содержание в интрузиях платины и платиноидов, никеля, меди, золота, серебра, хрома, серы значительно превышает кларк для основных пород.

С некоторыми интрузиями этого комплекса связаны месторождения графита (например, на р. Курейке).

В пятой интрузивной фазе выделяется *туринский комплекс*, в котором объединены интрузии недифференцированных и слабодифференцированных долеритов и габбро-долеритов, прорывающие дифференцированные тела четвертой фазы. Лучше всего интрузии комплекса изучены в Норильском районе, где, по данным М. Н. Годлевского, они образуют дайки и ступенчатые интрузии мощностью от 100 до 300—500 м, заполняющие ветвящиеся трещины разрывов. По минеральному составу и структуре породы интрузий весьма близки к породам интрузий третьей фазы. В химическом отношении породы комплекса отличаются повышенным содержанием титана и щелочей (особенно калия), а также повышенной железистостью.

Интрузии туринского комплекса развиты также в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски, где они прорывают лавы и интрузии более ранних фаз. Ввиду близости состава и строения интрузий туринского комплекса к интрузиям третьей фазы выделение их в случае отсутствия наблюдаемых соотношений с интрузиями четвертой фазы затруднено.

К *агатскому комплексу* относятся небольшие дайки, неправильные тела и штоки афанитовых и мелкозернистых траппов, прорывающие лавы и все описанные выше интрузии, которые являются, по-видимому, самыми молодыми среди траппов. Породы интрузии сложены афанитовыми и порфиоровыми микродолеритами, часто стекловатыми, иногда имеющими микробрекчиево-атакситовое сложение. Порфиоровые выделения в породах представлены битовнитом, реже оливином. Основная масса состоит из моноклинного пироксена и лабрадора. Породы часто обогащены кремнекислотой, обычно в них повышено содержание щелочей (особенно калия).

Интрузия такого типа описана Г. Г. Моором (1939) в низовьях Нижней Тунгуски, А. П. Лебедевым (1955) и другими авторами во многих пунктах западной части платформы.

Можно следующим образом представить историю развития трапповых интрузий платформы.

Начальные стадии интрузивного процесса (первая и вторая фазы) отличаются небольшими объемами внедрившихся на ограниченных территориях интрузий. Магма в ряде случаев имела субщелочной характер и была обогащена летучими компонентами, особенно во второй фазе. Дифференциация ведет здесь к образованию щелочных шлиров. С деятельностью гидротермальных растворов, сопровождающих интрузии второй фазы, связан ряд рудных месторождений меди, никеля, железа.

На средних стадиях интрузивного процесса (третья фаза) внедрение интрузий происходило на весьма обширных территориях, по су-

шеству на площади всей Тунгусской синеклизы, в том числе и в западной части платформы. Объемы внедрившейся магмы были огромны, но она была бедна летучими компонентами. Дифференциация интрузий на месте застывания была незначительная и приводила к образованию, с одной стороны, железистых и щелочных пород, с другой — магнезиальных. Интрузии имеют главным образом пластовую форму, с ними тесно связаны дайки и подводящие каналы. Процессы рудообразования в связи с этими интрузиями практически отсутствуют.

В четвертую фазу интрузивная деятельность происходила только в ограниченных тектонических зонах, связанных со структурами второго порядка. Интрузии имеют главным образом секущий характер, особенностью их является богатство летучими компонентами. Режим магмы, внедрявшейся на разных участках, был несомненно различным. На северо-западе платформы это была магнезиальная магма, в центральных и южных участках рассматриваемой территории расплавы имели более железистый характер. Интрузии четвертой фазы испытали наиболее сильную дифференциацию на месте застывания. С ними связано наибольшее число месторождений полезных ископаемых различного генезиса. В зависимости от исходных составов частных магм дифференциация в интрузиях идет несколькими различными путями; металлогеническая специализация таких интрузий также различна.

В заключительную, пятую фазу внедрялись интрузии, сходные по строению и составу с интрузиями третьей фазы. Вместе с тем они отличаются некоторым обогащением пород калием и титаном и несколько повышенной железистостью; дифференциация в интрузиях почти не проявлена, рудопроявления неизвестны. Важно подчеркнуть, что наиболее поздние интрузии траппов в восточной части платформы (бассейн р. Вилюя) несут точно такие же черты химизма пород, что, вероятно, является общей особенностью интрузий заключительных стадий магматической деятельности на Сибирской платформе.

Из приведенного обзора видно, что месторождения полезных ископаемых, связанные с траппами, возникали в течение двух интрузивных фаз — второй и четвертой. Характерно наличие месторождений и рудопроявлений различного генезиса для ряда металлов, месторождения которых формируются в различных геологических условиях (магматогенные и гидротермальные месторождения меди и никеля; магматогенные, контактово-метасоматические и гидротермальные рудопроявления и месторождения железа).

Различия в составах исходных магм отдельных интрузивных комплексов обусловлены глубинной магматической дифференциацией, основной особенностью которой в нашем случае является обогащение отдельных порций магмы летучими компонентами, сохранившимися в расплаве вплоть до его внедрения в породы верхнего структурного яруса. Наиболее богатые летучими компонентами интрузии четвертой фазы внедряются после известного перерыва в интрузивной деятельности и в тектонически наиболее активных зонах.

Различия в составах частных магм вызваны, кроме того, особенностью тех или иных магматических очагов, в частности глубиной их образования. Магнезиальный характер магмы норильского комплекса, богатство ее серой и тяжелыми металлами связаны, вероятно, с появлением наиболее глубоких разломов вблизи окраины платформы.

В целом же определенная последовательность образования трапповых интрузивных комплексов вызвана нормальным развитием магма-

тического очага и только в отдельных случаях внедрением с больших глубин ювенильной магмы, имеющей несколько другой характер и нарушающей нормальную последовательность развития очага.

Эффузивные траппы пользуются очень широким распространением. В пределах Сибирской платформы они занимают всю северную и центральную части Тунгусской синеклизы и протягиваются узкой полосой на северо-восток в район низовья р. Оленека (северные склоны Анабарской антеклизы). Площадь, занятая эффузивными траппами, достигает 350 тыс. км² и представляет собой резко расчлененное плато с высотами до 1700 м. Мощность лавовой толщи в центральных частях плато Путорана достигает 1800—2000 м.

Лавовая толща образована многочисленными и разнообразными по форме и величине потоками и покровами базальтов и долерит-базальтов с различной текстурой и структурой. Мощность покровов колеблется от нескольких до 40—60 м. Лавовый поток или покров состоит обычно из трех частей. Его нижняя часть сложена стекловатыми пористыми базальтами, богатыми миндалинами, которые располагаются иногда цепочками. Центральная часть потока обычно не содержит миндалин и сложена базальтами и долерит-базальтами, более или менее крупнозернистыми и нередко полностью раскристаллизованными. Верхняя маломощная часть потока или покрова — шлаковая корка — представлена пузыристыми стекловатыми породами с обильной минерализацией кальцитом, цеолитами и кварцем. По составу и структуре среди пород, слагающих лавовую толщу, выделены разнообразные базальты и долерит-базальты: порфиновые и афировые, полифировые, витрофировые, толентовые и др. В отдельных участках (Норильский район) при далеко зашедших процессах зеленокаменного преобразования описываются толентовые и оливиновые диабазы и мандельштейны, спилиты и пикритовые порфириты, слагающие значительные по мощности потоки, прослеживающиеся на значительные расстояния.

По времени образования почти вся лавовая толща относится к нижнему триасу и только в Норильском районе и на севере Сибирской платформы в Маймеч-Котуйском районе имеются данные о наличии небольшого количества эффузивов верхнепермского возраста. В Норильском районе это маломощная толща, в основании которой на туфах залегают спилиты иногда с типичными шаровыми лавами; на спилиты налегают порфиновые гипокристаллические базальты и долерито-базальты. Характерной особенностью пермских эффузивов этого района является присутствие субщелочных разновидностей, обогащенных титаном (Годлевский, 1958).

На северной окраине Сибирской платформы на пермских песчаниках, переслаиваясь с ними, залегают свита меланократовых нефелиновых базальтов и других щелочных базальтоидов (Бутакова, 1956), не относящихся собственно к трапповой формации.

Лавовая толща в центральных частях плато Путорана подразделяется на три свиты нижнетриасового возраста: нижнюю — нидымскую, среднюю — кочечумскую и верхнюю — ямбуканскую.

Нидымская свита мощностью от 100 до 200 м распространена только в центральной части лавового поля; она сложена многочисленными, сравнительно маломощными (10—15 м) лавовыми потоками и небольшими по площади покровами, обладающими наиболее сильной минерализацией по сравнению со всеми другими частями разреза лавовой толщи (разнообразные цеолиты, кальцит, щетки кварца и исланд-

ский шпат). Среди лавовых потоков нередко встречаются линзы и небольшие прослои туфов и туфоаргиллитов.

Лавы нидымской свиты перекрыты лавами кочечумской свиты, которые распространены на значительно большей площади, налегая на периферии лавового поля непосредственно на туфы, а местами даже на пермские отложения (водоразделы Мойеро-Котуй и Мойеро-Виллюй). Мощность этой свиты в различных местах значительно меняется; в центральной части лавового поля она достигает 500—700 м.

Покровы сложены преимущественно долерит-базальтами, бедными миндалекаменной частью и со слабой минерализацией (халцедон, реже кварц и некоторые цеолиты). Терригенных прослоев почти нет.

В центральной части лавового поля над кочечумской свитой лав залегает ямбуканская свита. Для нее характерны лавовые потоки меньшей мощности, которые распространяются на меньшей площади и содержат значительно больше прослоев аргиллитов и алевролитов мощностью от 2—3 до 12—20 м. Мощность ямбуканской свиты лав около 120 м.

Появление глыбовых лав, характерных для нидымской свиты, обусловлено излияниями лав непосредственно на терригенные отложения и, возможно, в небольшие водоемы. Имеются наблюдения, согласно которым глыбовая лава сменяется в одном и том же покрове нормальной лавой, как только данный поток выходит за пределы распространения подстилающего терригенного прослоя.

Имеется, кроме того, ряд других схем разделения лавовой толщи для отдельных районов плато Путорана (Акимова, 1956; Межвилк, 1958; Годлевский, 1958; Полькин, 1958).

В целом для лавовой толщи характерно наличие многочисленных и мощных покровов, залегающих почти горизонтально и выдерживающихся на значительные расстояния, а также маломощных терригенных прослоев, выдерживающихся на относительно большие расстояния только на отдельных участках.

С эффузивными траппами Сибирской платформы связаны месторождения исландского шпата.

Туфы базальтового состава, широко распространены на Сибирской платформе, обладают следующими особенностями, выдерживающимися на промадном пространстве. Значительная масса туфогенных пород не имеет слоистости и сортировки. Широко распространены туфобрекчии. Среди крупного обломочного материала туфобрекчий встречены траппы, ссадочные породы, обломки углей продуктивной толщи; более редки обломки осадочных пород нижнего палеозоя; единичны обломки более древних пород и многочисленны обломки туфов. Размер обломков сильно варьирует — от долей миллиметра до 1,5—2 м. Единичные глыбы достигают 5—10 и даже 15 м. Редки находки окатанных галек кремня, кремнистых сланцев и кварца.

Тонкообломочный материал туфов представляет собой смесь обломков вулканогенных и осадочных пород, среди которых первые соответствуют породам трапповой формации, вторые — породам продуктивной толщи, а может быть, частично и более древним отложениям.

Для туфов Сибирской платформы характерно почти полное отсутствие в них настоящих вулканических бомб, какие образуются в результате застывания полужидкой лавы при выбросе ее из вулканического канала. Это объясняется обилием газов, заключенных в лаве в момент взрыва.

Характерно также отсутствие покровов и потоков лав, которые чередовались бы с туфами и туфобрекчиями. Только в верхах туфогенных отложений в низовьях р. Нижней Тунгуски выделяются участки туфов, в которых наблюдаются потоки лав среди туфов (туфолоавовой толщи). Мощность отложений туфов для центральных частей Сибирской платформы более 400 м.

Отмеченные выше особенности объясняются условиями образования туфов, которые выброшены на земную поверхность в основном при многочисленных извержениях вулканов типа трубок взрыва.

Последние годы вулканические трубки, выполненные туфами базальтового состава, обнаружены на Сибирской платформе в ряде мест (бассейн рек Нижней и Подкаменной Тунгусок и Вилюя).

Описанными выше особенностями туфов объясняется отсутствие до сих пор общего стратиграфического расчленения толщи. Многочисленные отдельные разрезы не сопоставимы друг с другом.

При изучении распределения туфов разного типа выяснено, что нередко вокруг выходов туфобрекчий располагаются мелкообломочные туфы, переходящие далее в пепловые туфы. Это дает основание выделять зоны распространения очаговых фаций, приуроченных к местам наиболее интенсивного проявления вулканизма.

КОМПЛЕКС УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На северной окраине Сибирской платформы, в бассейнах рек Маймечи и Котуя, многократными проявлениями эффузивной и интрузивной деятельности создан своеобразный магматический комплекс. Территориально и по времени образования этот комплекс сопряжен с широко проявившимся на Сибирской платформе трапповым магматизмом. Однако основные особенности геологии, петрографии и химизма резко отличаются его от трапповой формации. Область распространения щелочных и ультраосновных пород занимает около 30 тыс. км². Тектоническое положение этой области (магматической провинции) определяется ее приуроченностью к северной границе платформы, а также к зоне сочленения двух больших платформенных структур — Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы (рис. 62).

Эффузивы. Излияния щелочных, субщелочных и ультраосновных лав предшествовали образованию сложных интрузий щелочно-ультраосновного и щелочного состава.

В вулканогенной толще рассматриваемой области выделяются четыре лавовые свиты и одна туфогенная (снизу вверх): 1) свита туфогенных пород основного состава; 2) фациально замещающая ее на небольшой площади свита щелочных базальтоидов (арыджангская); 3) свита базальтов (коготокская); 4) свита щелочных базальтоидов, трахибазальтов, андезитов, меймечитов, трахитов и туфов этих пород (дельканская); 5) свита меймечитов (меймечинская).

Породы первой и третьей из перечисленных свит так же, как и сопровождающие их силлы и дайки долеритов, вполне подобны породам трапповой формации других районов Сибирской платформы и поэтому в данном очерке не описываются.

Поскольку в большей части разреза вулканогенных пород комплекса отсутствуют органические остатки и неизвестны отложения (кроме четвертичных), перекрывающие вулканогенную толщу, возраст

щелочных и ультраосновных эффузивов устанавливается лишь предположительно как верхнепермский — нижнетриасовый. Верхние эффузивные свиты могут быть более молодыми.

Нижняя свита щелочных базальтоидов обнажается в нижнем течении р. Котуя. Она залегает на терригенных породах верхнепермского возраста и перекрывается базальтами. В основании свиты наблюдается переслаивание покровов щелочных базальтоидов с верхнепермскими

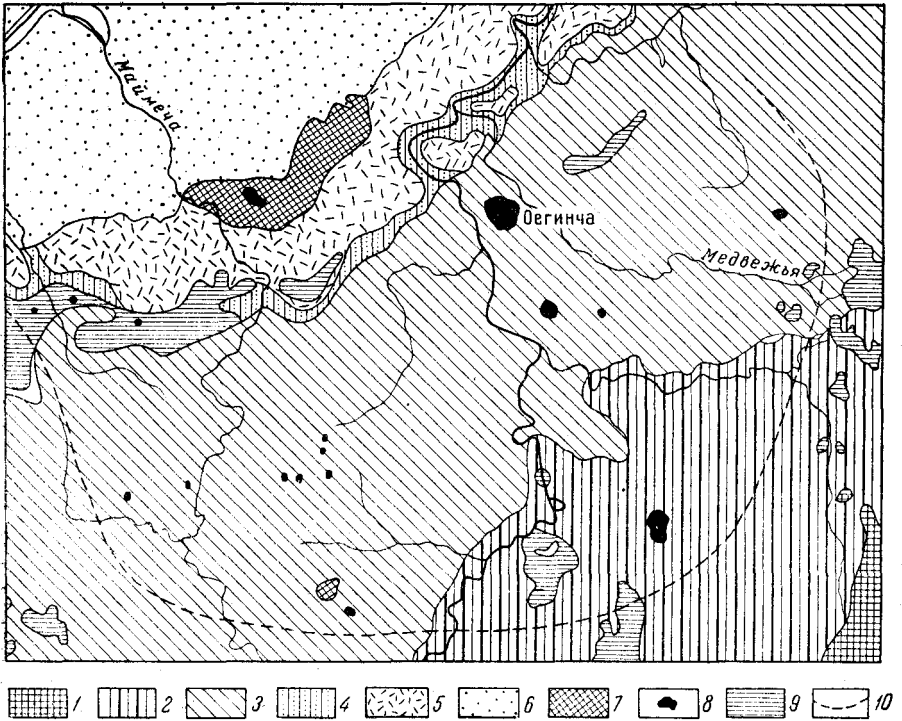


Рис. 62. Щелочная провинция севера Сибирской платформы
(по Г. Г. Моору)

1 — архейские отложения Анабарского щита; 2 — кластические и карбонатные отложения синия; 3 — карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя; 4 — угленосные отложения перми; 5 — лавовые покровы триаса; 6 — отложения верхнего мезозоя и четвертичного зремени; 7 — ультраосновные интрузии; 8 — щелочные интрузии; 9 — лавовые залежи долеритов; 10 — граница щелочной провинции

песчаниками. Мощность свиты 250—300 м. В ее составе преобладают меланократовые нефелиновые базальты. Подчиненное значение имеют лимбургиты, авгититы, меланократовые нефелиниты, анкаратритоподобные породы, мелилитовые базальты, а также наблюдающиеся в основании свиты туфы и лавобрекчии щелочных базальтоидов. Встречаются пикритовые порфириты.

На базальтах, перекрывающих нижнюю свиту щелочных базальтоидов, на левобережье р. Маймечи залегает свита, в которой покровы и горизонты туфов щелочных базальтоидов (меланократовых нефелиновых базальтов, лимбургитов, авгититов, базанитов, тефритов) чередуются с покровами и горизонтами туфов и лавобрекчии трахибазальтов, трахиандезит-базальтов, андезитов, меймечитов (пикритовых пор-

фиритов)¹ и трахитов. Из-за плохой обнаженности мощность данной свиты (около 1500 м) может быть определена весьма приблизительно.

Самыми молодыми эффузивами района, по данным Е. Л. Бутаковой (1956), являются меймечиты. Меймечитами сложена обнажающаяся в нижнем течении р. Маймечи мощная (около 1000 м) толща. В образованной преимущественно маломощными покровами меймечитов (от 0,5—2 до 7 м) свите встречаются линзовидные горизонты мощностью 0,3—1—2 м, туфы и лавобрекчии аналогичного состава. Выходами дунитов — перидотитов меймечиты изолированы от других эффузивов, но имеют общие с ними условия залегания.

Излияния щелочных и ультраосновных лав сопровождались образованием секущих и пластовых тел того же или очень близкого вещественного состава. С нижней свитой щелочных базальтоидов связаны силлы и секущие жилы меланократовых, нефелиновых долеритов, альнеитов и других щелочных пород, со свитой щелочных базальтоидов, трахибазальтов и других эффузивов — тешениты; с эффузивными меймечитами — пластовые тела и дайки меймечитов. Мощность силлов колеблется от 1—2 до 20—30 м. Дайки имеют мощность от 0,2—0,5 до 1—2 м.

Интрузии. После завершения поверхностного вулканизма сформировались сложные многофазные интрузии щелочно-ультраосновного и щелочного состава — Сабыда-Гулинская (или Гулинская), Оегинча (рис. 63), Маган, Кугда, Бор-Урях и др.

Сабыда-Гулинская интрузия прорывает самые верхние горизонты стратиграфического разреза северной части платформы, т. е. верхние эффузивные свиты предположительного нижнетриасового и, возможно, более молодого триасового возраста. Остальные интрузии залегают среди нижнепалеозойских отложений. Неизвестен верхний возрастной предел всех этих интрузий. Однако, учитывая тесную генетическую связь сложных интрузий с щелочными и ультраосновными эффузивами, можно говорить об отсутствии значительного разрыва во времени между эффузивной и интрузивной деятельностью комплекса и предположительно относить образование сложных интрузий также к триасу.

Интрузивные тела неравномерно распределены по территории. Наиболее крупный интрузивный массив (Сабыда-Гулинский) находится на самом краю платформы, а три следующих за ним по размерам приурочены к восточной окраине рассматриваемой магматической провинции. Обычно интрузивные массивы группируются по нескольку.

Связь с тектоническими разрывными структурами наиболее очевидна для Сабыда-Гулинской интрузии, расположенной на участке пересечения крупных региональных разломов, сосредоточенных у северной границы платформы. Другие интрузии часто приурочены к фиксируемым геофизическими наблюдениями небольшим разломам (субширотного, реже субмеридионального и северо-западного направлений).

Почти все сложные интрузии имеют относительно небольшие размеры (от 1—2 до 16—56 км²) и являются типичными интрузиями центрального типа. Со многими интрузиями сопряжены локальные куполовидные структуры во вмещающих породах.

По геофизическим, реже геологическим данным большинство интрузий имеют крутопадающие контакты, что в сочетании с почти изоме-

¹ Ю. М. Шейнманном (1947) и Т. Л. Гольдбурт (1957) меймечиты относятся к интрузивным образованиям. — *Прим. ред.*

тричной формой среза их земной поверхностью свидетельствует о трубообразной или штокообразной форме тел. Некоторые интрузии, возможно, имеют воронкообразную форму. По распределению пород на площади часто устанавливается грубоцентрическое строение интрузивных массивов.

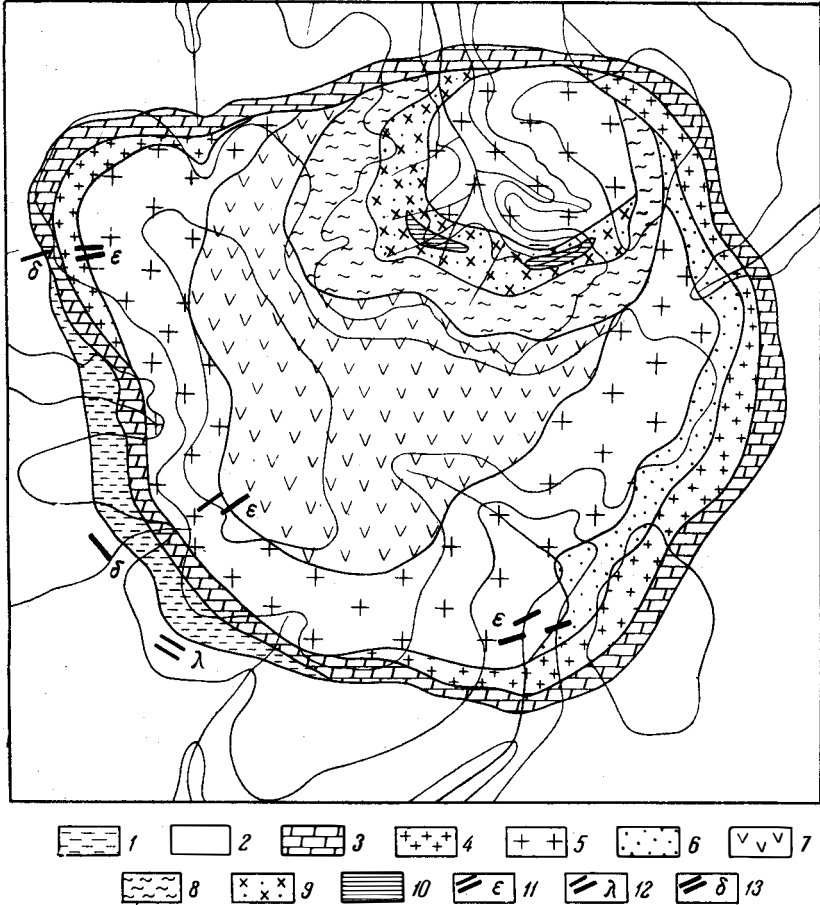


Рис. 63. Массив Оегинча (по Г. Г. Моору)

1 — пестроцветные отложения нижнего кембрия; 2 — доломиты среднего кембрия; 3 — контактные мраморы; 4 — мельтейгиты мелкозернистые слюдяные; 5 — ийолиты и мельтейгиты крупнозернистые; 6 — меллилитовые породы; 7 — ийолиты и мельтейгиты с ксенолитами оливинитов; 8 — оливиниты слюдяные; 9 — ийолиты и мельтейгиты с участками слюдитов; 10 — нефелин-меллилитовые породы; 11 — сиениты агриновые жильные; 12 — нефелиниты жильные; 13 — долериты жильные

Сабыда-Гулинская интрузия значительно отличается от остальных как по размеру, так и по ряду особенностей строения и петрографического состава. Площадь этой интрузии по геофизическим данным равна 2000 (Ю. С. Глебовский) и даже 3000 км² (Н. Н. Михайлов). Большая часть ее покрыта мощными молодыми отложениями Хатангского прогиба. Относительно обнаженная часть интрузии занимает более 500 км². Поскольку геологическим наблюдениям доступна лишь

небольшая часть площади данного интрузивного массива, существуют различные представления о его форме. Т. Л. Гольдбурт и Л. С. Егоров считают его интрузией центрального типа. Е. Л. Бутакова (1956), отмечая явную связь внутреннего строения массива с региональными глубинными разломами, ограничивающими Сибирскую платформу, и необычайно большой для интрузий центрального типа размер Сабыда-Гулинского массива, так же как необычный для них объем ультраосновных пород, относит его к трещинным интрузиям.

В составе большинства сложных интрузий преобладают щелочные породы. Гипербазиты в большинстве интрузивных массивов имеют подчиненное значение. Лишь в Сабыда-Гулинском и Бор-Уряхском массивах они резко преобладают над щелочными породами. Среди щелочных пород постоянно доминируют породы ийолит-мельтейгитового ряда, часто сильно метасоматически измененные. От последних нередко трудно отличимы щелочные породы гибридно-метасоматического происхождения (Сабыда-Гулинская интрузия). Почти во всех массивах присутствуют породы щелочно-ультраосновного состава. Во многих интрузиях обнаружены породы, богатые мелилитом, а также карбонатиты.

Во всех без исключения массивах выдерживается единая последовательность образования пород, начиная с ультраосновных, а среди них с наиболее богатых оливином разновидностей — оливинитов (дунитов) и перидотитов. Затем образуются пироксениты, за которыми в ряде случаев следуют щелочно-ультраосновные и щелочные породы, богатые мелилитом. Позже происходит развитие щелочных пород, сначала всегда бесполовошпатовых (ийолитов и мельтейгитов), затем нефелиновых и щелочных сиенитов. Формирование интрузий завершают карбонатиты.

Интрузивные контакты разнообразных пород сложных интрузий доказывают, что в основе процесса формирования данных массивов лежит многократное внедрение дифференцирующейся на глубине магмы. Наряду с тем широко и так же многократно проявлялся метасоматоз, сопутствующий большинству интрузивных фаз и в особенности внедрению щелочной ийолит-мельтейгитовой магмы. В результате, многие породы сложных интрузий приобрели свой окончательный облик именно за счет этих метасоматических изменений (эгиринизации, нефелинизации, биотитизации, апатитизации, цеолитизации, карбонатизации и др.) не в меньшей степени, чем за счет первоначальной кристаллизации из магмы.

Во вмещающих породах силикатного состава возле контактов с щелочными интрузиями наглядно проявился контактовый метасоматоз: фенитизация песчаников и кварцитов (Л. С. Егоров) и интенсивный щелочной метасоматоз долеритов (Бутакова, 1956). Производимые сложными интрузиями контактово-метаморфические изменения вмещающих карбонатных пород не столь значительны и большей частью ограничиваются их перекристаллизацией.

К карбонатитам впервые были отнесены Ю. М. Шейнманном (1948) карбонатные породы Сабыда-Гулинской интрузии. В последние годы карбонатиты были обнаружены в большинстве сложных интрузий комплекса (Оегинча, Кугда, Бор-Урях, Немаките, Далбыхе и др.).

Генезис расположенных в Сабыда-Гулинской интрузии наиболее крупных тел (площадью 4,5 и 3 км²) доломитовых, кальцит-доломитовых и кальцитовых пород в настоящее время истолковывается различно. Е. М. Эпштейн считает их гидротермально-метасоматическими карбо-

натитами. По Л. С. Егорову (1958), это карбонатиты, возникшие в результате инъекции карбонатного расплава.

Жилы и небольшие гнездообразные обособления кальцита в породах сложных интрузий большинством исследователей (Мотычко, 1958; Бутакова, 1956) считаются возникшими частью в результате метасоматического изменения вмещающих интрузивных пород, частью путем выполнения трещин высокотемпературными гидротермальными растворами.

Породы рассматриваемого магматического комплекса, как интрузивные, так и эффузивные, резко отличаются от траппов по вещественному составу. Обычными минералами ультраосновных пород комплекса являются магнезиальный оливин (с 11—15% фаялитового компонента), авгит, титаномagnetит, серпентин. В щелочных породах преобладают титан-авгит, эгирин-авгит, эгирин-диопсид, эгирин, нефелин, биотит, иногда присутствует мелилит. С метасоматозом связано образование флогопита, апатита, перовскита и пирохлора.

Большинство эффузивных и интрузивных пород комплекса резко недосыщено кремнекислотой и принадлежит к щелочным, богатым щелочами и особенно натрием породам, преимущественно обогащенным основаниями. Заключительные фазы поверхностного вулканизма и начальные фазы формирования сложных интрузий характеризуются появлением пород, очень бедных кремнекислотой и щелочами, бедных глиноземом, железом и кальцием и очень богатых магнезией. В породах последующих фаз падает содержание магнезии и возрастает содержание кремнекислоты, глинозема, железа и щелочей, временами резко повышается значение кальция (мелилитовые породы). Породы заключительных интрузивных фаз наиболее богаты кремнекислотой и щелочами. Метасоматоз протекает при привносе щелочей и на определенных этапах — железа, кальция, углекислоты, H_2O , фосфора и других компонентов.

Характерными элементами-примесями являются титан, ниобий, цирконий, стронций и ванадий. В ультраосновных породах в обычных для пород такого состава содержаниях присутствуют хром и никель.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ

Ультраосновные бесполовошпатовые породы Чадобецкого поднятия залегают в виде маломощных, секущих или согласных жил среди пород синийского возраста и в терригенной толще нижнего кембрия. Мощность жил колеблется от 0,5 до 25 см. Наиболее мощные тела плитообразной формы достигают 50—90 см. Контакты жил с вмещающими породами четкие. Контактные изменения, как правило, незначительные.

Сложены жилы в основном пикритовыми и флогопит-оливиновыми порфиритами, в различной степени измененными. В большинстве жил ясно выражена зональность: в центральной части обычно располагаются разновидности, содержащие наиболее крупные порфириновые выделения, а в зальбандах — афанитовые разновидности, апатит-флогопит-пироксеновые породы.

По минеральному составу и структурным особенностям среди описываемых пород могут быть выделены следующие группы: пикритовые порфириты, пикритовые порфириты с флогопитом и флогопит-оливиновые порфириты, порфириовидные слюдяные пикриты с перовскитом и шорломитом.

По химическому составу эти породы приближаются к группе щелочных базальтоидов типа альбейта-польценита. В то же время характерный минерал этой группы — мелилит в описываемых породах отсутствует. По минеральному составу, химизму и данным спектрального анализа описываемые породы близки к кимберлитам, отличаясь от них характером залегания — в виде жилков, а не трубок взрыва.

Ультраосновные бесполовошпатовые породы щелочного состава, развитые в пределах Чадобецкого поднятия, по-видимому, можно считать жильной фацией кимберлитовой магмы. Возраст их, по аналогии с кимберлитами Вилюйского бассейна, предположительно принимается как посленижнетриасовый.

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Магматические и метаморфические породы пользуются в Енисейском кряже довольно широким распространением. Изученность же их явно недостаточна и очень неравномерна. Только на сравнительно небольших площадях проводились специальные работы по изучению магматизма и метаморфизма, и для Енисейского кряжа количество исследований, посвященных вопросам петрологии этих пород, очень невелико.

Те или иные сведения о магматических и метаморфических породах Енисейского кряжа имеются почти в каждом отчете о геологических исследованиях этой территории. Здесь же могут быть названы только некоторые имена исследователей, сделавших наиболее существенный вклад в дело изучения магматизма и метаморфизма. А. К. Мейстер в своей монографии (1910) дал прекрасные, не утратившие своего значения, описания многих типов пород, развитых в средней части Енисейского кряжа. Кристаллические породы его северной части были описаны И. Г. Николаевым (1925, 1929). Гранитные интрузии северной и средней частей кряжа изучались и описывались Н. Н. Горностаевым (1937), Т. М. Дембо (1941, 1943, 1948), В. Н. Натаровым. Магматическим и метаморфическим породам южной (канско-ангарской) части Енисейского кряжа посвящена большая монография Ю. А. Кузнецова (1941). Пегматиты Канского (Баргинского) и Кондаковского месторождений описаны М. Н. Альтгаузенем и А. А. Якжиным. Различные сведения о магматических и метаморфических породах имеются в многочисленных неопубликованных отчетах геологов НИГРИЗолото, треста «Золоторазведка», ВАГТа, Красноярского геологического управления и других организаций, выполнявших на территории Енисейского кряжа геологические работы.

Первая сводка по геологии Енисейского кряжа принадлежит В. А. Обручеву (1915). В этой работе им было определено структурное и возрастное положение гранитов и установлена связь с ними золоторудных месторождений. Позднее попытки обобщения накопленных сведений по магматизму кряжа были сделаны Ф. Н. Шаховым (1938), Ю. А. Кузнецовым (1946), О. А. Глико (1957). Написанные ими в разное время работы отражали, с одной стороны, состояние изученности геологии Енисейского кряжа, с другой — субъективные представления авторов, основанные в значительной степени на допущениях и предположениях.

Общая характеристика. Енисейский кряж представляет собой протерозойское складчатое сооружение, превращенное к началу кембрия:

в нижнепалеозойскую платформу. Главная масса изверженных и метаморфических пород кряжа имеет докембрийский возраст, причем докембрийский магматизм характеризуется очень слабым проявлением вулканической деятельности и незначительным развитием основных и ультраосновных интрузий.

Южная (канско-ангарская) часть Енисейского кряжа сложена в основном кристаллическими сланцами условного архея, которые испытали повторный метаморфизм со стороны гранитных интрузий. Отложение протерозоя, пользуясь региональным развитием в Енисейском кряже, также испытали местами весьма интенсивный метаморфизм, отчетливо связанный с крупными гранитными интрузиями. Эти интрузии так же, как и стратиграфия древних толщ Енисейского кряжа, изучены еще далеко не достаточно. Однако имеются некоторые основания предполагать, что гранитоидный магматизм в протерозое проявился дважды — в конце нижнего и в конце верхнего протерозоя, или синия.

Послепротерозойский магматизм Енисейского кряжа имеет платформенный характер и выразился в образовании центральных интрузий щелочных пород, а также даек и интрузивных залежей траппов.

Архейский магматизм и метаморфизм. Описанный Ю. А. Кузнецовым (1941) канский метаморфический комплекс сложен в основном гранатовыми гнейсами и гранулитами с пачками гиперстеновых гнейсов, пироксен-плагиоклазовых и пироксеновых кристаллических сланцев. Комплекс этот аналогичен по составу архейским кристаллическим сланцам Анабара и Алдана. Кристаллические сланцы в своем первичном состоянии, т. е. не измененные наложенными проявлениями контактового или катакластического метаморфизма, характеризуются прежде всего своеобразным минералогическим составом. Характерными породообразующими минералами канского комплекса являются алмадин, гиперстен, диопсид, плагиоклаз, ортоклаз, кварц и светло-оранжевый маложелезистый биотит, комбинирующиеся различным образом в различных типах кристаллических сланцев. Особенностью пород канского комплекса является также полное отсутствие сфена, минералов эпидот-цоизитовой группы, ортоклазовый характер калиевого полевого шпата и исключительная редкость амфиболов, видимо всегда являющихся вторичными образованиями. Этот достаточно характерный состав и особенно типы минеральных ассоциаций указывают на принадлежность кристаллических сланцев канского комплекса к фации гиперстеновых гнейсов Д. С. Коржинского, т. е. к наиболее глубокой фации метаморфизма. Вопрос об источниках метаморфизма остается неясным, но можно с уверенностью сказать, что все известные в южной части Енисейского кряжа гранитные интрузии являются более поздними. Они внедрялись в уже готовые кристаллические сланцы и вызвали в них наложенный метаморфизм со снижением его степени (т. е. регрессивный), что выразилось в смене минеральных ассоциаций фации гиперстеновых гнейсов ассоциацией амфиболитовой фации. По мнению Ю. А. Кузнецова (1941), канский метаморфический комплекс может служить примером комплекса кристаллических сланцев, сформировавшегося в условиях глубинного метаморфизма, без активного участия ювенильной магмы. Это подтверждается развитием канского комплекса на больших площадях с сохранением полной равномерности степени метаморфизма (фациальности), а также снижением степени метаморфизма около гранитных интрузий благодаря проявлению наложенного контактового метаморфизма. Глубинный же метаморфизм, наоборот,

сопровождался местным переплавлением с образованием различного типа палингенных мигматитов и чарнокитовых интрузий, которые, следовательно, являются не причиной, а продуктами метаморфизма.

Ортопороды канского комплекса являются наиболее древними среди магматических пород Енисейского кряжа. Они, по-видимому, представляли собой диабазовые силлы, внедрившиеся в осадочную толщу будущего канского комплекса еще до ее метаморфизма. В настоящее время ортопороды целиком превращены в пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы, магматическое происхождение которых обнаруживается реликтовыми бластоофитовыми структурами.

Чарнокиты и анортозиты канского комплекса являются другим типом таких условно магматических пород. Метаморфизм канского комплекса сопровождался палингенезом, который местами захватывал целые участки кристаллических сланцев с образованием пород чарнокитового и норит-анортозитового типа. Те и другие образуют большей частью полойные тела с постепенными переходами к вмещающим кристаллическим сланцам, но всегда содержат большие количества грубозернистых пегматитовидных участков, а чарнокиты, кроме того, — и ясные ксенолиты гранулитов и основных кристаллических сланцев. Особый тип чарнокитов — «кузеевиты», имеющие состав гиперстенового граносиенита, образует ясные секущие тела, не оказывающие никакого контактового воздействия на вмещающие породы.

Чарнокиты являются весьма своеобразными породами. По составу они отвечают гранитам, граносиенитам, сиенит-диоритам и кварцевым норитам, но отличаются гранобластическими структурами и наличием в качестве главных темноцветных компонентов граната и гиперстена, а также отсутствием каких-либо признаков контактового воздействия на вмещающие породы. Норит-анортозитовые породы имеют состав норита, габбро, анортозита, пироксенита и состоят из энстатита, диопсида и плагиоклаза в различных отношениях и отличаются гранобластическими структурами и наличием постепенных переходов к вмещающим породам. Все эти породы характеризуются теми же минеральными ассоциациями, какими характеризуются и кристаллические сланцы канского комплекса. Это дало Ю. А. Кузнецову (1941) основание считать их продуктами палингенетического перерождения последних. Следует заметить, что имеются и другие точки зрения относительно природы этих образований. Так, Скабичевский (Одинцов и Скабичевский, 1937) считал анортозиты Енисейского кряжа нормальными магматическими породами, Л. Ф. Айнберг (1955) относит чарнокиты к гибридным эндоконтактовым образованиям, возникшим благодаря воздействию гранитной магмы на породы габброидного состава.

Таракская гранитная интрузия имеет предположительно верхнеархейский возраст. Возрастное ее положение определяется тем, что она прорывает канский метаморфический комплекс, вызывая в нем повторный метаморфизм, а сама пересечена большим количеством даек уралитовых диабазов, по-видимому, синхронных и генетически связанных с эффузивами и силлами основного состава, широко развитыми в составе пород нижнего протерозоя. Кроме того, эти диабазы оказываются метаморфизованными в контактовом ореоле более молодой гранитной интрузией (Посольненской), которой можно приписывать возраст конца нижнего протерозоя. Определение абсолютного возраста таракских гранитов по монациту дало 1600—1700 млн. лет. Таракская интрузия образует акмолитообразное тело, залегающее среди кристал-

лических сланцев канского комплекса. Сложена она в основном серыми гнейсовидными порфировидными микроклиновыми гранитами, которые в эндоконтакте содержат громадное количество сильно гибридизированных пластообразных ксенолитов вмещающих пород. В гибридных породах обычно значительно увеличивается количество биотита и плагиоклаза и гнейсовидность проявлена более сильно. Более редким типом гибридных пород являются породы гранодиоритового состава, но с гранатом и кордиеритом в качестве первично-магматических минералов. В центральных частях гранитного массива серые порфировидные граниты иногда содержат крупные массы желтоватых аплитовидных гранитов, среди которых наблюдались иногда линзовидные пегматитовые жилы с биотитом и мусковитом. Экзоконтактовая зона Таракской интрузии представлена широким полем инъекционных гнейсов артеритового типа, в пределах которого типичны минеральные ассоциации кристаллических сланцев канского комплекса заменяются новыми, причем гранатовые гнейсы превращаются здесь в биотит-плагиоклазовые и кордиеритовые гнейсы, а пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы — в гранатовые амфиболиты. Характерной особенностью пород Таракской интрузии является полное отсутствие в ее составе магнетита.

Нижнепротерозойский магматизм и метаморфизм. В Енисейском кряже основные породы нижнего протерозоя образовались еще до складчатости нижнепротерозойских осадочных толщ. Основной магматизм проявился в образовании обильных даек диабазов северо-западного простирания в архейском кристаллическом фундаменте, а также диабазовых силлов и, может быть, основных эффузивов в нижнепротерозойском осадочном комплексе. Тела этого магматического комплекса сохраняют облик изверженных пород только в дайковой фации, хотя и здесь диабазы всегда сильно уралитизированы. Пластовые интрузии и потоки диабазов (рис. 64) испытали вместе с вмещающими осадочными толщами сильный метаморфизм и превращены в празиниты и актинолитовые сланцы, а в зонах гранитной инъекции — в амфиболиты.

Дайковые диабазы нижнего протерозоя отличаются постоянством своего состава. Некоторое разнообразие вносится только ассимиляционными явлениями, которые выражаются в том, что наиболее мощные дайки, секущие таракские граниты, приобретают состав кварцевого диабазы, иногда с микропегматитом между зернами плагиоклаза и уралитизированного авгита. В контакте с гранитом в этих же дайках нередко наблюдаются следы переплавления его. Возрастное положение этих диабазов определяется тем, что они секут таракскую гранитную интрузию и сами метаморфизованы в контакте с нижнепротерозойскими гранитами.

Наличие нижнепротерозойского гранитоидного комплекса в пределах Енисейского кряжа не может считаться твердо установленным. Одни исследователи (Глико, 1957; Кузнецов, 1941), помимо верхнепротерозойской гранитоидной интрузии, выделяют еще и нижнепротерозойскую; другие (Т. М. Дембо) считают, что в Енисейском кряже развиты граниты только верхнего протерозоя. Основанием для выделения нижнепротерозойских гранитов могут служить пока только следующие соображения. Нижнепротерозойские эффузивно-осадочные толщи испытали глубокий регионально-контактовый метаморфизм с преобразованием их в кристаллические сланцы, гнейсы и миг-

матиты. Верхнепротерозойские же (синийские) осадочные отложения перекрывают их несогласно, с размывом, с конгломератами в основании, как это отмечается Г. П. Болговым и А. М. Александровым (1939а) в разрезе по р. Панимбе, Л. А. Ячевским (1904а), И. Г. Николаевым (1929), Я. Д. Шенкманом для северной части кряжа. При этом в составе гальки конгломератов отмечаются кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты. Следовательно, нижний протерозой был глубоко метаморфизован к началу верхнего протерозоя. Метаморфизм же этот может быть связан только с гранитной интрузией.

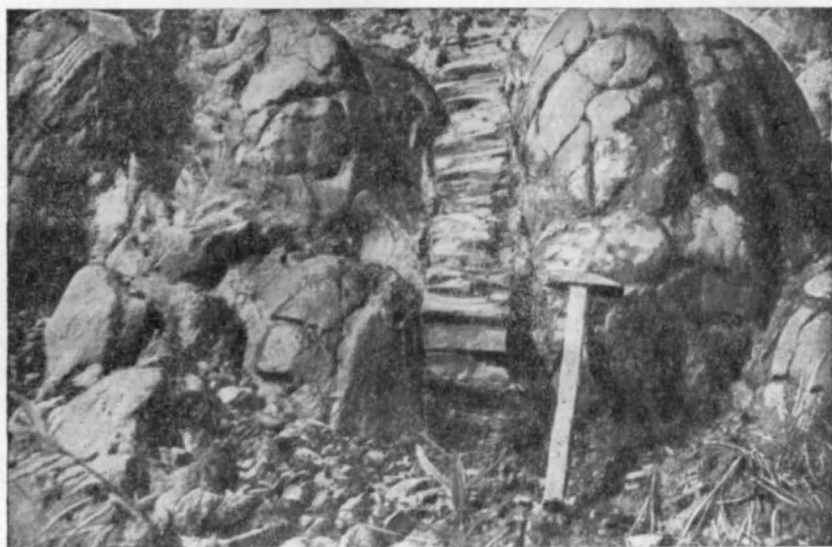


Рис. 64. Шаровая отдельность протерозойских диабазов на левом берегу р. Енисея, ниже рч. Нижней (фото Ю. Н. Глазырина)

К сожалению, в настоящее время нельзя с уверенностью определить возрастное положение всех гранитных интрузий Енисейского кряжа. Более или менее уверенно можно говорить о нижнепротерозойском возрасте только Приенисейской полосы гранитоидных интрузий и зоны мигматизации, протягивающейся от низовьев р. Кана и с. Атаманово на Енисее до рек Кии и Гаревки. Гранитоидные интрузии, расположенные вдоль главной антиклинальной структуры Енисейского кряжа, в большинстве своем имеют, вероятно, верхнепротерозойский возраст.

Нижнепротерозойский гранитоидный магматизм в Енисейском кряже, по мнению Ю. А. Кузнецова (1941), проявился в две фазы. В первую, более древнюю — синтетектоническую фазу была сформирована так называемая Посольненская интрузия. Она представлена линейными и акмолитовой формы телами мелкозернистых розовых микроклинных гнейсовидных гранитов, имеющих ясно метасоматический характер и отличающихся большим однообразием состава. Эта интрузия проявилась главным образом в виде метасоматической фельдшпатизации с развитием разнообразных мигматитов преимущественно порфиробластовой структуры; при этом немигматизированные вмещающие

породы (археозойского или нижнепротерозойского возраста) в пределах широкого контактового ореола оказываются перекристаллизованными с развитием биотит-плаггиоклазовых гнейсов и амфиболитов, т. е. приобретают облик кристаллических сланцев амфиболитовой фации. С этой фазой магматической деятельности связываются дополнительные секущие тела адаметлитового состава, а также обильная аплит-пегматитовая инъекция, причем пегматиты размещаются вне собственно магматического тела и вызывают во вмещающих породах характерный пневматолический метаморфизм, с развитием двуслюдяных и мусковитовых кристаллических сланцев с турмалином, гранатом, ставролитом и дистеном. Некоторые пегматитовые жилы богаты мусковитом.

Характер проявления Посольненской интрузии отличается от Таракской отсутствием явления гибридизации; причем мигматизация имеет характер метасоматической фельдшпатизации, а не артеритовой инъекции. Мигматитовые граниты и инъеccionные гнейсы Посольненской интрузии прослеживаются почти непрерывной полосой вдоль всей западной окраины Енисейского кряжа. Они же появляются в районе рек Тасеевой и Ангары против р. Рыбной.

Несколько более молодой и посттектонической является Нижнеканская интрузия красных порфириовидных гранитов, которая образует дискордантные плутоны и проявилась в нормальной гранитной фации. В эндоконтакте граниты несколько гибридизированы и принимают гранодиоритовый состав, а вмещающие породы испытывают нормальную роговиковую перекристаллизацию. Аплит-пегматитовая фаза их бедна и слабо минерализована. Граниты этого типа широко развиты в нижнем течении Кана и по Енисею ниже р. Черной.

Нижнепротерозойский метаморфизм проявлялся совершенно иначе, чем метаморфизм архея, и был связан с гранитоидным магматизмом, имея регионально-контактовый характер. При этом кристаллические сланцы архейского (канского) метаморфического комплекса испытывают наложенный метаморфизм со сменой типичных для него минеральных ассоциаций на ассоциации амфиболитовой фации. Осадочные же породы нижнего протерозоя испытывают прогрессивный метаморфизм с развитием вблизи контакта с гранитами кристаллических сланцев той же амфиболитовой фации, которые с удалением от контакта постепенно сменяются более низкотемпературными актинолитовыми сланцами, филлитами и т. д.

Особо следует отметить явления диафтореза, проявляющегося в развитии милонитов, особенно обычных в области развития канского метаморфического комплекса; причем процессы милонитизации повторялись неоднократно. Могут быть выделены следующие типы милонитов:

1. Ультрамилониты — бурые или черные породы роговикового облика, состоящие из очень тонко раскрошенного материала первичных пород и характеризующиеся линзовидной милонитовой полосчатой текстурой и отсутствием минеральных новообразований. Этот тип милонитов обычен среди пород канского комплекса.

2. Бластомилониты, характеризующиеся перекристаллизацией размоленного материала, с развитием новых минеральных ассоциаций. Например, бластомилониты, образовавшиеся за счет пироксен-плаггиоклазовых пород канского комплекса, имеют состав гранатового амфиболита.

3. Филлониты — это те же blastsмилониты, но отличающиеся резко выраженной тонкосланцеватой текстурой. Например, породы канского комплекса вдоль некоторых зон милонитизации превращены в биотитовые или хлорит-актинолитовые сланцы. В области развития гнейсов и амфиболитов енисейского метаморфического комплекса в разрезе по р. Енисею можно наблюдать мощную зону милонитизации, в пределах которой гнейсы и амфиболиты превращены в слюдяные, слюдяно-гранатовые, хлорит-эпидотовые и эпидот-актинолитовые сланцы.

Верхнепротерозойский магматизм и метаморфизм. В западной части Енисейского кряжа верхний протерозой представлен так называемым глушихинским осадочно-эффузивным комплексом. Нижняя часть комплекса характеризуется наличием туфов, туфолав и лав порфириров, редко порфиритов; в верхней части комплекса имеются туфы и лавы основного состава. К сожалению, эти продукты наиболее раннего для верхнего протерозоя поверхностного вулканизма изучены совершенно недостаточно. Возможно, что с этим именно этапом вулканической деятельности связаны довольно многочисленные пластовые интрузии диабазов, залегающие в разных свитах верхнего протерозоя.

Небольшие интрузии гипербазитов, сосредоточенные главным образом в северной части Енисейского кряжа и сложенные преимущественно серпентинитами, серпентинизированными перидотитами и пироксенитами, имеют, вероятно, верхнепротерозойский возраст. По мнению И. Г. Николаева (1925), они залегают среди отложений нижнего и верхнего отделов докембрия, соответствующих нижнему и верхнему протерозою. Эти гипербазиты несут на себе следы контактового воздействия со стороны верхнепротерозойских гранитов.

Дайковый комплекс основных и ультраосновных пород в пределах Енисейского кряжа пользуется достаточно широким распространением. Это — своеобразный, сильно дифференцированный комплекс основных, преимущественно дайковых пород, представленных оливин-гиперстеновыми диабазами, габбро-норитами, норит-перидотитами. Вероятно, с этим же комплексом связываются описанные А. К. Мейстером (1910) верлиты и кортландиты. Эти породы своей свежестью и особенностями состава очень напоминают породы трапповой формации Сибирской платформы. Но если указание А. К. Мейстера на пересечение дайки оливин-гиперстенового диабаза гранитом в районе устья Ангары справедливо, то возраст этого своеобразного магматического комплекса может быть только верхнепротерозойским. Заслуживает также упоминания значительное сходство в характере проявления протерозойских основных интрузий в Енисейском кряже и в Прибайкалье. В этой области, по указаниям Е. В. Павловского и А. И. Цветкова (1939), нижнепротерозойские интрузии представлены кварцевыми диабазами с ясными следами ассимиляционных явлений; в верхнем же протерозое имела место сильно дифференцированная интрузия, представленная габбро, норитами, перидотитами и т. д.

Гранитоидный магматический комплекс и связанный с ним метаморфизм имеют, несомненно, верхнепротерозойский возраст. В состав этого комплекса входят массивы, вытягивающиеся вдоль крупной антиклинальной структуры в осевой части кряжа. Это — Татарский, Аяхтинский, Чиримбинский, Гурахтинский и Каламинский. Этому же комплексу принадлежит Усть-Ангарский (Стрелковский), Осиновский и Рязановский массивы. В большинстве своем

гранитные массивы имеют аккордантный характер и образуют тела батолитового типа, внедрение которых завершило складчатые процессы в Енисейском кряже. Эти породы прорывают все свиты верхнего протерозоя (синийского комплекса) и в свою очередь перекрываются трансгрессивно красноцветной толщей нижнего кембрия. Возрастное положение гранитоидного комплекса таким образом устанавливается совершенно точно.

В Енисейском кряже выделяются верхнепротерозойские граниты каламинского и гурахтинского типов, названные так по наиболее изученным массивам Северо-Енисейского золотоносного района. Преимущественное развитие имеют массивы гранитов каламинского типа. В центральных частях они обычно представлены биотитовыми среднезернистыми, часто порфировидными розовыми или розово-серыми гранитами с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом. В периферических частях граниты становятся более резко порфировидными за счет появления крупных кристаллов микроклина. В гранитах появляются гибридные породы весьма различного состава: мелкозернистые обогащенные биотитом гранодиориты, пироксеновые и роговообманковые диориты и др. В апикальных частях массивов, кроме того, часто появляются лейкократовые пегматоидные и аплитовидные разности, иногда с гранатом, и аплиты, а также весьма типичные для контактов многих массивов светлые граниты с турмалином, весьма характерным аксессуарным минералом верхнепротерозойской интрузии. В Осиновском, Средне-Чиримбинском массивах, кроме того, присутствуют бескварцевые или почти бескварцевые сиенитовые разности, связанные с постепенными переходами с обычными гранитами; в бассейне р. Еруды обнаружен небольшой массив крайне своеобразной среднезернистой породы интрузивного облика, состоящей из альбита и эпидота (гельсинкит); в центральных частях Татарского массива встречены А. К. Мастером (1910) более основные породы — роговообманковые пироксениты. Несколько отличны по своему составу описанные А. К. Мастером граниты Рязановских небольших массивов в западной части кряжа, которые являются существенно плагиоклазовыми. Все эти породы рассматриваются как продукты дифференциации или контаминации гранитной магмы.

Довольно резко отличается от всех описанных массивов Гурахтинский и массивы, расположенные западнее бассейна Уволги, обладающие сравнительно однородным составом и отсутствием контаминации, с одной стороны, и пегматитов — с другой. Это дало основание считать возраст массивов отличным от возраста находящихся рядом гранитов каламинского типа. Однако оказалось, что Гурахтинский массив ограничен со всех сторон зоной брекчий, т. е. имеет тектонические контакты, а состав слагающих его пород приближается к составу наиболее отдаленных от контактов гранитов каламинского типа. По мнению Т. М. Дембо (1948), гурахтинские граниты представляют собой приподнятые в виде горста глубинные, удаленные от контакта фации того же плутона, который в своих апикальных и более близких к контактам частях представлен обычными гранитами каламинского типа. Вероятно, такой же характер имеют описанные Я. Д. Шенкманом граниты гурахтинского типа р. Уволги. Во многих массивах гранитов как каламинского, так и гурахтинского типов наблюдается присутствие жилообразных выделений более лейкократовых разностей, часто не имеющих резких границ с окружающими породами и представляющих,

по-видимому, продукты кристаллизации остаточного расплава, заполняющие трещины.

Граниты сопровождаются большим количеством жильных дериватов. Аплиты и пегматиты встречаются в периферических частях массивов и в экзоконтактовой зоне среди сильнометаморфизованных пород. Кварцевые жилы, в том числе и золотоносные, встречаются преимущественно в некотором отдалении от контактов с гранитами, где они развиты в огромном количестве, а некоторые, как, например, Герасимо-Федоровская, имеют весьма большие размеры. Лампрофиры, представленные биотит-кварцевыми диорит-порфиритами и другими породами среднего состава, имеют, в общем, незначительное распространение в экзоконтактовых зонах массивов.

Довольно характерной особенностью верхнепротерозойских гранитов заангарской части Енисейского кряжа является почти повсеместное распространение в них явлений протоклаза, а затем катаклаза в жильных дериватах, что указывает на то, что кристаллизация и остывание массивов происходили в условиях непрекращающихся тектонических движений. Все это обусловило значительную сложность формирования жил золоторудных месторождений Енисейского кряжа, характеризующихся многоэтапными интерминерализационными подвижками.

Верхнепротерозойские гранитные массивы Енисейского кряжа сопровождаются значительными ореолами контактово-метаморфических пород.

В результате антиклинального положения гранитных плутонов более сильно метаморфизованными оказываются нижнепротерозойские образования, хотя породы верхнепротерозойской серии, даже довольно высоких ее слоев, также в той или иной степени затронуты контактовым метаморфизмом.

Характер контактовых преобразований в ореолах всех верхнепротерозойских гранитных массивов весьма сходен.

Специальное петрографическое изучение контактовых процессов, произведенное А. К. Мейстером (1910) на площади Большепитско-Ангарского междуречья и Т. М. Дембо (1941) в ореоле Каламинского массива в Северо-Енисейском золотоносном районе, показало, что чистые известняки превращаются в мрамор и только на самом контакте слабо скарнируются (Татарский массив в Большепитско-Ангарском междуречье) и что менее чистые известковые породы переходят в амфибол-кварцево-плагиоклазовые, иногда диопсидовые роговики или актинолитовые сланцы. Аркозовые песчаники с приближением к интрузии окварцовываются, а затем вблизи массивов фельдшпатизируются и превращаются в породы, которые и по внешнему облику и под микроскопом очень похожи на жильные порфиры с вкрапленниками полевых шпатов (Дембо, 1943). Вулканические породы превращаются в амфибол-роговые и амфибол-гранатовые роговики.

Глинистые породы — филлиты, которые в составе протерозойской толщи преобладают, дают две группы контактово-метаморфических пород: роговики и метаморфические и кристаллические сланцы. Первая в порядке возрастающего метаморфизма представлена слабоороговикованными филлитами, серицит-хлорит-кварцевыми роговиками, биотит-кварцевыми роговиками и, наконец, на самом контакте фельдшпатизированными (гранитизированными) роговиками. В ореоле Татарского массива отмечены роговики с андалузитом, гранатом и, возможно, кор-

диеритом, Вторая группа представлена соответственно серицит-хлоритовыми сланцами, слюдяными и слюдяно-гранатовыми сланцами, инъекционными сланцами с гранатом, кианитом, силлиманитом, ставролитом и, наконец, инъекционными гнейсами, которые с увеличением в них аплитового инъекционного материала постепенно переходят в мигматиты и контаминированные гнейсовидные граниты.

В контактовом ореоле Каламинского гранитного массива, внедрившегося в виде конкордантного клина в однородную филлитовую толщу, обнаруживается расположение роговиков вкрест простираения массива, а гнейсов и метаморфических сланцев — на продолжении гранитного клина по простираению толщ. Указанное простираение обусловлено различным характером проницаемости пород вдоль плоскостей сланцеватости вмещающих пород (Дембо, 1941).

О. А. Глико считает (1957), что в заангарской части Енисейского кряжа имеются граниты, относящиеся к середине и концу верхнего протерозоя.

Послепротерозойский магматизм. В нижнем кембрии во всей области Енисейского кряжа наступил платформенный этап развития. Соответственно и послепротерозойский магматизм существенно отличается от докембрийского и представлен он частью щелочными и субщелочными интрузиями, а частью интрузиями трапповой формации. Распространение тех и других интрузий здесь крайне незначительно.

Щелочные и субщелочные интрузии и близкие к ним субщелочные породы имеют в Енисейском кряже небольшое распространение. Давно известен по описаниям А. К. Мейстера (1910) массив нефелиновых сиенитов в среднем течении р. Татарки; недавно обнаружена другая группа щелочных и субщелочных интрузий в нижнем течении р. Ки; наконец, не исключена возможность, что к этому же щелочному комплексу относятся описанные Ю. А. Кузнецовым (1941) из южной части Енисейского кряжа щелочные сиениты с рибекитом и эгирин-авгитом, а также жильные сельвсбергиты А. К. Мейстера (1910).

Татарский щелочной массив, по мнению Е. В. Свешниковой, образует штокообразное тело площадью около 12 км², залегающее в сильно-дислоцированной известково-сланцевой толще верхнего протерозоя. Глинистые породы в контакте превращены в роговики с андалузитом и турмалином, а известняки мраморизованы и скарнированы с образованием пироксенов, амфиболов, флогопита и кварца. Интрузия имеет неясно выраженное кольцевое строение, причем периферическую часть шириной от 100 до 1500 м слагают лейкократовые эгирин-нефелиновые сиениты, а в центральной части развиты эгирин-нефелиновые породы, по составу близкие к меланократовым ювитам. Нефелиновые сиениты образовались позднее, на что указывает присутствие ксенолитов не только вмещающих пород, но и ювитов, а также распространение тонких инъекций, прорывающих тело ювитов. Характерные акцессорные минералы нефелиновых сиенитов и ювелитов: сфен, флюорит, эвдиалит, минералы группы ловенита. В северо-восточной части массива обнаружен небольшой обособленный шток розовых мусковитизированных сиенитов (без нефелина). Характерный минерал этих сиенитов — циркон. Массив сопровождается многочисленными жилами щелочных пегматитов, реже встречаются жильные щелочные сиениты. Постмагматические процессы изменения щелочных пород выразились в последовательно проявленных микроклинизации и альбитизации.

Кийский щелочной массив, по мнению Н. В. Самойловой, имеет в плане почти изометричную форму и занимает площадь около 20 км². Он залегает среди гранитов и гранито-гнейсов верхнепротерозойского

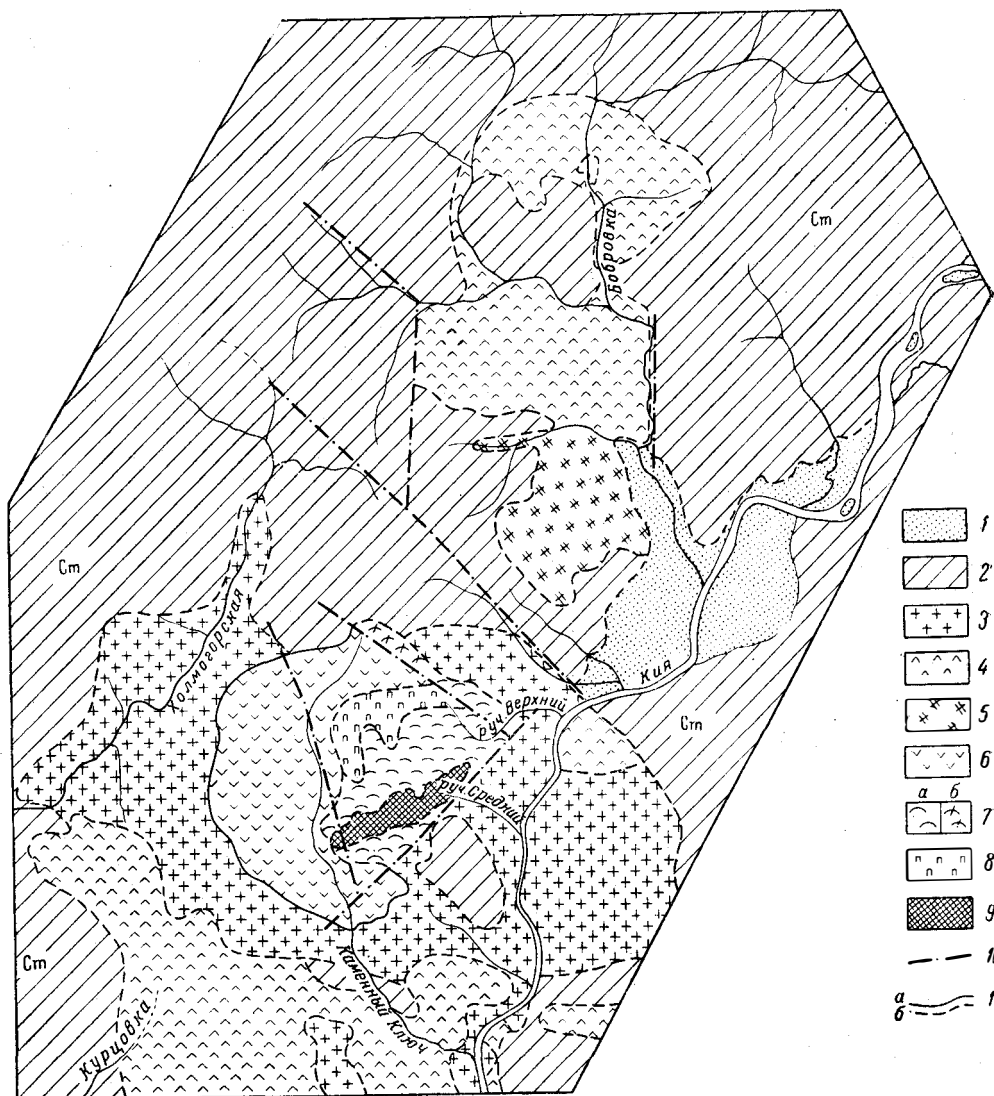


Рис. 65. Схема строения Кийского массива щелочных пород (по Н. В. Самойловой)
 1 — четвертичные отложения; 2 — красноцветная толща кембрия (?); 3 — граниты докембрия; 4 — щелочные трахитовые порфиры; 5 — сиенит-порфиры; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — щелочные сиениты, сиенит-порфиры (а); 8 — щелочные основные породы ийолит-мельтейгитового ряда; 9 — полевшпатово-карбонатные породы с жилами сидерита, с сульфидами, флюоритом и фторкарбонатами; 10 — тектонические нарушения; 11 — границы пород: а) наблюдаемые, б) предполагаемые

возраста, выступающих в ядре плоской антиклинальной структуры, крыльях которой сложены кембрийской (по другим данным, девонской) красноцветной толщей, трансгрессивно налегающей на граниты и гнейсы. Щелочной массив (рис. 65) в основном сложен лейкократовыми нефе-

линовыми сиенитами, которые полукольцом окружают его центральную часть, сложенную лейкократовыми щелочными сиенитами. В северной части массива распространены сиенит-порфиры, возможно являющиеся краевой фацией щелочных сиенитов. Среди щелочных сиенитов в юго-восточной части массива проходит зона сильноальбитизированных и карбонатизированных щелочных сиенитов, превращенных в полевошпатовые карбонатитные породы. Меланократовые породы, представленные ийолит-мельтейгитовой серией и амфибол-пироксеновыми породами, с апатитом образуют небольшие тела в зоне контакта нефелиновых и щелочных сиенитов.

К северу и югу от Кийского щелочного массива расположено несколько почти горизонтальных пластовых интрузий, залегающих частью среди терригенных пород красноцветной толщи, частью приуроченных к поверхности несогласия между докембрийскими гранитоидами и палеозойскими красноцветами. Эти пластовые интрузии представлены породами сиенит-трахитового состава, в различной степени раскristализованными, причем наиболее распространены щелочные трахитовые порфиры, а также кварцсодержащие трахитовые порфиры и сиенит-порфиры.

Вопрос о возрасте Кийских щелочных интрузий остается неясным. Наиболее вероятным является девонский возраст, хотя не исключена возможность, что они значительно моложе.

Интрузии трапповой формации имеют в Енисейском кряже сравнительно небольшое распространение и встречаются преимущественно в восточной и северной его частях близ границы с платформой: в низовьях Подкаменной Тунгуски, по р. Вельмо, в нижнем течении Теи и в верховьях Большого Пита. В некотором отдалении от границы с платформой траппы встречены только в северо-западной части кряжа по рекам Вороговке и Глотихе.

Относительно крупные интрузии траппов залегают в кембрийских отложениях и, как правило, связаны с более или менее крупными разрывами. В полого залегающих кембрийских породах они образуют пластовые, иногда многоярусные интрузии, лакколитоподобные и штокообразные тела и дайки. Мощность пластовых интрузий достигает нескольких десятков и даже первых сотен метров. В протерозойских породах траппы встречаются только в виде тонких крутопадающих даек.

По своему составу траппы Енисейского кряжа не отличаются от соответствующих пород платформы. Они представлены габбро-диабазами, диабазами, долеритами, диабаз-порфиритами, порфиroidными диабазами. Многие интрузивные тела представлены в центральных своих частях габбро-диабазами и диабазами с офитовой структурой, а в краевых частях диабаз-порфиритами и порфиритами эффузивного облика. На контакте трапповых интрузий с карбонатными породами — нижнепалеозойскими известняками и мергелями — последние мраморизируются и серпентинизируются с появлением иногда гроссуляра.

РЫБИНСКАЯ ВПАДИНА

Магматические породы в пределах Рыбинской впадины развиты главным образом по южной ее окраине. Изучены эти породы очень слабо, петрографическими исследованиями почти совсем не затронуты.

На юге впадины, вдоль северного фаса Западного Саяна, прослеживается полоса распространения девонских излившихся пород, сход-

ных с описанными ниже породами девонской вулканогенной серии Минусинского прогиба. Наряду с покровами базальтов и диабазовых или авгитовых порфиритов, здесь широко распространены дайки и пластовые залежи долеритов и диабазов, трахидолеритов, а также покровы и штоки плагиопорфиритов, ортофириров, в единичных случаях содержащих щелочной амфибол (арфведсонит) и разнообразные пирокластические породы. Серия девонских вулканогенных пород резко несогласно налегает на складчатые толщи протерозоя и кембрия и содержит многочисленные пачки красноцветных пород. Вышележащие красноцветные отложения среднего (эйфель и живет) и верхнего девона в ряде случаев отделены от вулканогенных пород поверхностью размыва, а местами угловым несогласием, что говорит о нижнедевонском возрасте большинства излившихся пород Рыбинской впадины.

В 10 км к юго-востоку от г. Красноярска Ю. А. Кузнецовым (1932) на Черной Сопке обнаружено небольшое интрузивное тело, сложенное трахидолеритами и тингуаитами, секущими кембрийские известняки. Внедрение интрузивного тела произошло, вероятно, тоже в девонское время, но оно может относиться, по мнению Ю. А. Кузнецова, и к более молодым, мезозойским образованиям. Далее на юго-восток, близ пос. Тугач, А. В. Крюковым отмечена маломощная (до 0,4 м) жила щелочной нефелинсодержащей породы, пересекающая диабазы, лежащие среди девонских красноцветных пород.

Близ г. Красноярска по р. Листвянке, а также в заповеднике «Столбы» известен ряд небольших граносиенитовых массивов, известных под названием «Столбовских». Впервые эти массивы были описаны Ю. А. Кузнецовым (1932), указавшим на их вероятный девонский возраст. По данным исследований последних лет (В. М. Чаиркин, Р. Ш. Залялеев и др.), массив р. Листвянки залегает среди девонских излившихся пород, которые он прорывает.

По данным Ю. А. Кузнецова (1932), гранитоиды столбовского типа в краевых зонах дают переходы к девонским породам ортофирирового ряда и синхронны им.

В столбовских гранитоидах, называемых Ю. А. Кузнецовым кварцевыми щелочными сиенитами, изобилует анортоклаз, густо проросший тончайшими вростками альбита (криптопертит), присутствующий в количестве до 80% от всей массы породы. Кроме анортоклаза, в этих породах содержатся кварц, сильно разложившийся биотит, уралитовая роговая обманка, редко диопсид, в одном случае арфведсонит, а также акцессорные — апатит, титанит и магнетит. Щелочной полевой шпат резко идиоморфен по отношению к кварцу. Таким образом, столбовские гранитоиды имеют граносиенитовый или сиенитовый состав и несколько отличаются от нормального ряда пород.

В теле интрузии и вокруг нее наблюдаются немногочисленные живообразные массы пегматоидного и аплитовидного строения.

На р. Базаихе, в устье р. Грязнушки и по р. Бирюсе, близ устья р. Лабазной, по данным Ю. А. Кузнецова (1932), имеются небольшие штоки девонских авгитовых диоритов и монцонитов.

Авгитовые диориты имеют крупнозернистое строение и содержат неправильные зерна авгита и биотита, а также плагиоклаз (№ 48—50), однородный или зональный; в последнем случае с изменением состава зон от № 23 до 52. С авгитовыми диоритами тесно связаны монцониты, отличающиеся более кислым составом плагиоклаза (№ 40), присутствием значительных количеств ортоклаза и монцонитовой структуры.

Темноцветные в них те же, что и в авгитовых диоритах. Контактное воздействие девонских гранитоидов, сиенитов и диоритов на вмещающие породы сравнительно слабое. Ширина контактной зоны не превышает нескольких сотен метров. Песчаники и сланцы подвергаются преобразованию в пятнистые сланцы и роговики с типичной мостовой структурой. В этих породах одновременно развивается густая сеть мелких листочков биотита. Эффузивные породы подвергаются ороговикованию, уплотняются и перекристаллизовываются. В них появляется тончайшая «сыпь» биотита, эпидота и хлорита. Известково-глинистые сланцы преобразуются в полосчатые породы, состоящие из гранита, диопсида, альбита и кальцита, реже эпидота и актинолита.

Жильная фацция интрузии представлена сиенит-порфирами, ортофирами или микрогранитами, олигоклазит-порфирами, лампрофирами и редкими спилитами.

Штоки гранитоидов, имеющие состав сиенитов, по данным Ю. А. Кузнецова (1932), прорывают и метаморфизуют ортофиры, сосредоточенные в верхней части разреза девонской вулканогенной серии и относятся к заключительным фазам девонской вулканогенной деятельности. Галька гранитоидов присутствует в низах красноцветной качинской свиты, относящейся, по-видимому, к среднему девону. В последнее время Л. П. Зоненшайн (1957) указал на широкое распространение гранитоидов, сходных со столбовскими, на юге Рыбинской впадины и в бассейне р. Агула. Эти гранитоиды, по его мнению, залегают в виде крупной подошвенной интрузии, располагающейся вдоль поверхности несогласного напластования, разделяющей складчатые толщи протерозоя и кембрия, с одной стороны, и девонские вулканогенные толщи — с другой. Гранитоиды, по данным Л. П. Зоненшайна, могут быть девонских эффузивов¹.

Более молодые, последевонские изверженные породы представлены незначительным числом пластовых залежей траппов, обычных для Сибирской платформы. Отделить эти породы от девонских диабазов трудно, вследствие чего выделение их в Рыбинской впадине условно.

ВОСТОЧНЫЙ САЯН

В Восточном Саяне магматические породы имеют широкое распространение и представлены как эффузивными, так и интрузивными образованиями различного возраста и состава.

Из эффузивных пород наиболее древние относятся к нижнепротерозойскому, а возможно, и к архейскому времени, будучи почти повсеместно превращены в основные кристаллосланцы и амфиболиты. Верхнепротерозойские эффузивные породы основного и среднего состава (кувайская свита) сохранили свою структуру и находятся в фазе зеленокаменного изменения, местами же превращены в хлоритовые и серицитовые сланцы. Кембрийские эффузивы представлены основными, средними и кислыми разностями, составляющими типичную для геосинклинальных областей субакватическую спилито-кератофировую фор-

¹ В последнее время получены новые данные по гранитным интрузиям, описанным Л. П. Зоненшайном. Работами геологов Красноярского геологического управления (Д. И. Мусатов и др.) установлено, что эти интрузии прорывают только древние докембрийские или нижнекембрийские эффузивные породы и являются додевонскими.
Прим. ред.

мацию, пространственно связанную с рифогенными кембрийскими известняками. Послекембрийские — нижедевонские эффузивы представляют преимущественно субаэральную вулканическую формацию, весьма разнообразны по составу и находятся в диагенетизированной фазе. Эти эффузивы образуют мощные покровы и потоки и чередуются с вулканогенными обломочными породами — туфолатами, туфобрекчиями и туфами, а также с отложениями водных потоков — конгломератами и песчаниками.

Излившиеся магматические породы находятся в связи с глубинными. В ряде случаев эта связь проявляется очень четко, но в зонах многократной магматической деятельности она в настоящее время выяснена еще недостаточно. Сильный метаморфизм вмещающих пород и плохая их палеонтологическая охарактеризованность не позволяют в настоящее время точно определить возраст интрузий.

Нижнепротерозойские гнейсо-граниты и мигматиты. Интрузии гранитоидного состава наиболее широко распространены в северной зоне Восточного Саяна (Протеросаяна). Они слагают тела вытянутой формы, представляя собой местами зоны мигматитов, приуроченные к крупным зонам дробления, что обуславливает согласное залегание интрузивных тел в общей структуре района. Эта группа интрузивных пород не отличается большим разнообразием петрографического состава, и выделяемые ниже разности связаны постепенными переходами друг с другом, образуя петрографически единую группу пород.

В пределах Иркутской области И. А. Кобеляцким и С. В. Обручевым описаны розовые порфириовидные катаклазированные граниты, отнесенные ими к архейскому времени. Однако новейшие работы в Протеросаяне не дают достаточно твердых оснований для выделения здесь архейских интрузий. Наоборот, установлено залегание их в известково-сланцевых толщах нижнего протерозоя. Л. П. Зоненшайн также без особых оснований относит к архею биотитовые, мусковитовые и роговообманковые гнейсы и амфиболиты, которые частично представляют собой ортопороды. Например, в Агул-Туманшетском районе, по данным Л. П. Зоненшайна, распространены граниты и гнейсо-граниты, слагающие как отдельные массивы, так и многочисленные жилы, группирующиеся в жилные поля. Центральные части тел сложены среднезернистыми огнейсованными биотитовыми гранитами светло-серого и розового цвета; к периферии породы становятся мелкозернистыми и резко гнейсовидными.

В Идарском белогорье, по данным А. В. Крюкова, распространены граниты и гранито-гнейсы, слагающие изометричные в плане тела.

В Пезинском и Койском белогорьях, по данным В. М. Чаиркина, Г. А. Месумяна и А. Ф. Струкуленко, широким распространением пользуются граниты, сопровождающиеся большим количеством пегматитовых жил. Выделяются крупно- и среднезернистые граниты розового и светло-серого цвета, сопровождающиеся обильными жилами пегматитов и аплитов, содержащих большое количество светлой слюды (рис. 66).

В районе верхнего течения р. Кана в Тукшинском белогорье и в бассейне р. Янгоды, по данным А. Д. Смирнова, распространены слюдоносные граниты, аналогичные описанным ранее И. А. Молчановым, И. А. Кобеляцким, С. В. Обручевым и другими геологами, исследовавшими Восточный Саян (Протеросаян), и известным под названием саянских слюдоносных гранитов. В верховьях рек Кана и

Тукши граниты слагают тело, выходы которого занимают площадь 300 км², располагающееся в широтном направлении и приуроченное к зоне разлома. Слюдоносные граниты образовали целые пояса мелких, вытянутых согласно структуре вмещающих толщ, которыми буквально пронизаны мраморы дербинской и сланцы жайминской свиты. Мощность этих тел колеблется от 5 до 100 м при длине 500—2000 м. Граниты сопровождаются жилами аплитов и слюдоносных пегматитов и кварцевыми жилами. Этими инъекциями и обусловлено превращение карбонатных пород в графитистые (графитовые) мраморы с биотитом

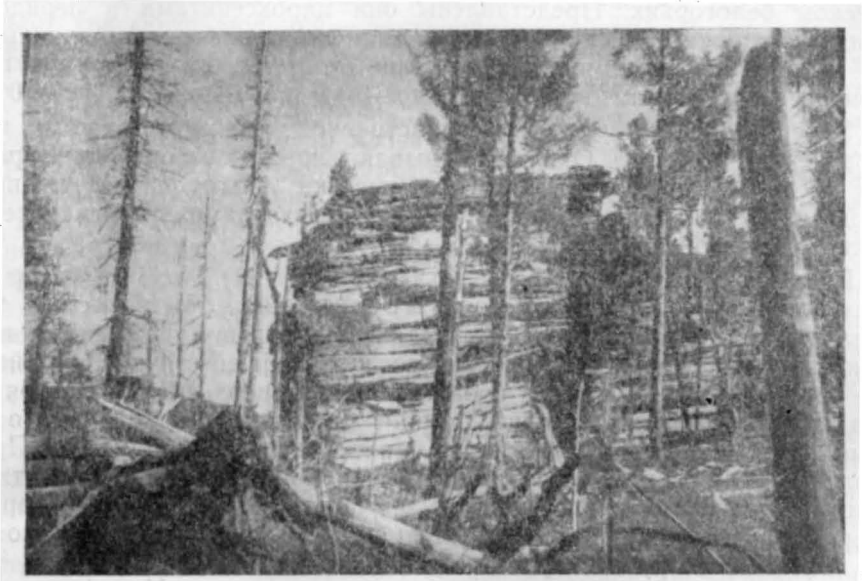


Рис. 66. Выходы гранитов в нижнем течении р. Пезо
(фото Р. Я. Петерсона)

и превращение известково-кварцево-глинистых сланцев в биотитовые гнейсы.

По составу слюдоносные граниты однородны и сложены олигоклазом и микроклином, кварцем, биотитом и мусковитом при наличии апатита, ильменита, сфена, ортита, циркона и граната.

В бассейне рек Кижарта и Дербиной И. В. Лучицкий, а затем В. И. Долгова обнаружили гранитную интрузию, залегающую среди мраморов дербинской свиты и образующую мощные зоны мигматитов, представляя крайние на западе выходы наиболее древних докембрийских интрузивных пород в Восточном Саяне.

Эта гранитная интрузия распространена в докембрийской зоне Восточного Саяна (Протеросаяна) и прослеживается от Енисея на западе до Иркутска на востоке; она известна под названием саянских слюдоносных гранитов и ее аналогами являются Посольненская гранитная интрузия Енисейского кряжа и древние становые граниты, выделенные и описанные Д. С. Коржинским. С ними генетически связаны месторождения мусковита и пьезокварца. Они вызывают сильный инъекционный метаморфизм во вмещающих породах, превращая их в гра-

фитовые мраморы, амфиболиты, биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы.

Верхнепротерозойский комплекс основных и ультраосновных пород. В северной зоне Восточного Саяна (Протеросаяна) наиболее ранними верхнепротерозойскими интрузивными породами являются серпентинизированные пироксениты, перидотиты и габбро. Докембрийский возраст этих пород устанавливается по нахождению их в гальках кембрийских конгломератов.

Ультраосновные породы распространены в Идарском, Канском и Манском белогорьях. Представлены они пироксенитами и перидотитами, в большинстве случаев почти нацело серпентинизированными. Эти породы образуют преимущественно тела вытянутой формы, приуроченные к разломам, длиной от 3 до 10 км при мощности 100—200 м.

Ультрасосновные породы пространственно связаны с толщами протерозойского возраста. Они не прорывают пород кембрия, что определяет их возраст протерозойским. Генетически эта группа изверженных пород может быть связана с основными эффузивами кувайской серии верхнепротерозойского возраста.

Породы верхнепротерозойской (?) габбро-пироксенитовой интрузии (подлысанский комплекс) в бассейнах верхнего течения рек Сисима и Балахтисона залегают в виде штоков, располагающихся цепочкой согласно общей структуры района. Они прорывают урманскую и кувайскую свиты верхнего протерозоя, но пока еще не встречены среди кембрийских отложений, что дает основание (Шелковников, 1958) считать их возраст докембрийским. Представлены эти основные породы габбро, пироксенитами и серпентинитами, в составе которых в качестве породообразующего минерала содержится титаномагнетит. В последнее время (1956—1958) титаноносные основные интрузии изучались специально О. М. Глазуновым, описавшим их вещественный состав и форму залегания. Указанные плутоны, по данным О. М. Глазунова, имеют зональное строение. Так, например, Кедранский массив в юго-западной части сложен габбро-пироксенитами и серпентинизированными пироксенитами с вкрапленностью титаномагнетита, а центральная и северная его части образованы роговообманковым и пироксеновым габбро. Переходы между этими разностями большей частью постепенные, но имеются и резкие контакты. Породы экзоконтакта представлены биотит-полевошпатовыми и кварцево-амфиболовыми роговиками. Титаномагнетитовое руденение связано с серпентинитами и серпентинизированными пироксенитами и представляет собой вкрапленность в породе. Остальные массивы имеют сходное строение и для всех них характерна зональность расположения дифференциатов, причем прослеживается внедрение вначале пироксенитов, а затем габбро.

Верхнепротерозойские микроклиновые граниты, по данным В. М. Чаиркина, В. Д. Фокина и Л. В. Яконюк, распространены в Манском белогорье. Они образуют удлиненные тела северо-западного простирания, согласно основной структуре этого участка, мощностью 1—1,5 км и протяженностью 15—20 км. Это — породы красного и розовато-красного цвета, средне- и крупнозернистые, пнейсовидной структуры, состоящие из олигоклаза, микроклина, кварца и биотита с примесью апатита, циркона и магнетита. Контакты этих пород с вмещающими нерезкие.

Жильная фация интрузии представлена пегматитами, апатитами и кварцевыми жилами, залегающими как во вмещающих породах, так и в гранитах. В среднем течении р. Маны, вблизи д. Кожелак В. В. Беззубцев и И. П. Жуйко описали протерозойскую интрузию микроклиновых гранитов, образующих кулисообразно расположенные линейные тела в толще амфиболитов, кварцитов и мраморов, занимающих далее на восток большие пространства. Сильный контактово-инъекционный метаморфизм вмещающих эти интрузии дает основание относить данные метаморфические породы к архейской группе, но их постепенный переход в породы верхнего протерозоя позволяет расценивать их возраст как более молодой — верхнепротерозойский. Возраст гранитов определяется присутствием их вместе с гальками метаморфических пород в конгломератах койской свиты нижнекембрийского (?) возраста.

Задачей дальнейшего изучения гранитных пород Протеросаяна являются выделение их среди более молодых послекембрийских кислых интрузий, установление их аналогов в пределах Енисейского края и выявление связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Нижнепалеозойские интрузивные комплексы. Характерной особенностью нижнепалеозойского интрузивного комплекса является разнообразие петрографического состава и резко выраженные признаки длительного образования плутонов, проявляющееся в ассимиляции ранее образованных пород, пересечении одних разностей другими и взаимоотношении различного состава пород дайковой фации. Отрезок времени, в который формировались эти изверженные породы, очень продолжителен. Он охватывает период от нижнего кембрия до нижнего девона, что обуславливает разновозрастность пород этого комплекса. Однако недостаточная изученность магматических пород Восточного Саяна не позволяет в полной мере доказательно выделить повсеместно разновозрастные группы этих пород. Отсутствие в этой области отложений ордовика и силура требует особой методики расчленения интрузивных пород.

Ультраосновные породы нижнепалеозойского возраста в Восточном Саяне пользуются ограниченным распространением. Они обнажаются в районе г. Красноярска (рч. Собакина и урочище Голубые на р. Базаихе), выходы их известны в среднем течении р. Маны, в бассейне р. Дербиной и в Беллыкском белогорье. Ультраосновные породы представлены серпентинитами, образовавшимися за счет пироксенитов и перидотитов. Эти породы залегают в виде тел удлиненной формы, приуроченных к разломам. Ультраосновные породы в ряде случаев прорывают нижнекембрийские отложения (койскую и анастасьинскую свиты), но нигде пока не отмечено прорывания ими торгашинских известняков и их аналогов.

Нижнепалеозойские интрузии гранитов распространены преимущественно в юго-западной части Восточного Саяна и в меньшей мере присутствуют в зоне Протеросаяна. Они слагают крупные тела изометричной и вытянутой формы, представляя собой штоки и батолиты. Частью эти плутоны приурочены к зоне разломов, согласованных с основными складчатыми структурами Восточного Саяна. Это обуславливает согласное залегание интрузивных тел в общей структуре района, при известной дискордантности границ плутонов относительно второстепенных тектонических структур. Интрузии гранитов отличаются большим разнообразием петрографического состава, представляя сложный, но петрологически единый комплекс. Для нижнепа-

леозойских интрузий характерно обособление в каждом массиве участков, сложенных и гранитами, и диоритами, и габбро, а также явления ассимиляции с образованием гибридных пород.

В зоне Протеросаяна к посленижнекембрийским интрузиям относятся описанные В. М. Чаиркиным, А. С. Ярмоленко, А. Ф. Струкуленко и др. граниты Койского белогорья и хр. Черного. Они слагают крупные тела, вытянутые в северо-западном направлении и представленные преимущественно роговообманковыми гранитами, сменяющимися к периферии гранодиоритами и диоритами, а также габбро и горнблендитами. Плутон водораздела Маны и Мимии сложен роговообманково-биотитовыми гранитами и граносиенитами, обладающими гнейсовой текстурой. В качестве разновидностей здесь выделяются щелочные лейкократовые граниты, характеризующиеся обильным кварцем серого цвета, наличием калиевого шпата и очень малым содержанием темноцветных компонентов. Краевые части интрузии сложены темно-серыми мелкозернистыми роговообманковыми диоритами, переходящими в габбро и горнблендиты.

На водоразделе рек Енисея и Маны послекембрийские интрузии изучались Р. Ш. Залялевым и Ю. А. Кузнецовым (1932). Р. Ш. Залялев описал Крольский, Ошаровский, Кулюкский, Абатакский и другие более мелкие по размерам плутоны. Для них характерны трещинный тип интрузий, сходство химического и минералогического состава и одинаковый контактовый метаморфизм вмещающих пород. В этом районе плутоны приурочены к зонам разломов северо-восточного простирания и имеют вытянутую в этом направлении форму. Формирование плутонов происходило в два этапа: в первый шло внедрение габбро и пироксенитов, темно-серых и черных пород, состоящих из авгита, частью замещенного роговой обманкой, оливина и лабрадора. Эти породы образуют в гранитоидах второго этапа ксенолиты и вблизи последних габбро превращены в габбро-сиениты и монцониты, а пироксениты — в своеобразные пироксен-плаггиоклазовые породы¹.

В группу кислых пород входят граниты, гранодиориты и граносиениты, составляющие основную массу интрузивных пород послекембрийского возраста. Граниты представляют собой серые с желтоватым оттенком мелкозернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры и состоят из олигоклаза, пертита и микроклина, кварца, биотита и мусковита с примесью апатита, сфена и магнетита.

При ассимиляции кислой магмой вмещающих пород и пород основного ряда образовались гибридные (габбро-сиениты, монцониты) и пироксен-плаггиоклазовые породы. Особый интерес представляют последние, широко представленные в пределах Восточного Саяна; генезис их до последнего времени не был достаточно ясен. Пироксен-плаггиоклазовые породы состоят из идиоморфного авгита, кристаллы которого достигают 2 см длины, и лабрадора, являющегося более поздним образованием. Кроме того, присутствуют цоизит, роговая обманка, гранат и скаполит. Эти породы связаны постепенными переходами с пироксенитами.

В верховьях р. Пезо описана сначала И. А. Молчановым и затем Г. А. Месумян интрузия габбро-сиенитов гольца Сивая Кобыла, где габбро-сиениты постепенными переходами связаны с диоритами, горн-

¹ Габбро и монцониты образуют, как и в Кузнецком Алатау, самостоятельную интрузию, более древнюю, чем гранитоидная. — *Прим. ред.*

блендитами и пироксенитами. Жильные породы этого возраста представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, микродиоритами, снит-порфирами и спессартитами.

В контакте с гранитоидами вмещающие породы подвергались ороговиксванию и реже скарнированию. Эти интрузивы прорывают породы протерозоя и кембрия и их галька находится в конгломератах, подстилающих нижнедевонские эффузивы.

Чрезвычайно широкого распространения и разнообразия посленижнекембрийские интрузии достигают в юго-западной части Восточного Саяна в бассейне рек Сисима и Тубы, Кизира и Казыра. Здесь они слагают крупные тела типа батолитов, занимающие площади во много сотен квадратных километров. Эти интрузивные породы изучались А. Г. Вологдиным и А. Я. Булыгничковым (1932—1934 гг.), установившими общие черты их петрографии и металлогении.

В Беллыкском белогорье, по данным Е. А. Шнейдера и Б. П. Зубкус (1949—1958 гг.), послекембрийский интрузивный комплекс разделяется на две разновозрастные интрузии—Джезлыкскую основного состава и Беллыкскую—кислого. Джезлыкская интрузия диоритов и габбро расположена в бассейне рек Большого и Малого Джезлыков и в нижнем течении р. Салбы и приурочена к зоне разлома северо-восточного простирания, образуя массив типа акмолита, сопровождающегося многочисленными мелкими линейными телами длиной 15—18 км, при ширине 6—7 км. В пределах массива имеется большое количество участков кровли, сложенных контактово-измененными породами салбинской и осиновской свит.

Для пород этой интрузии характерны относительная пестрота петрографического состава, гнейсовидность и амфиболизация. Габбро имеет серо-зеленую окраску, средне- и крупнозернистое сложение и состоит из андезина-лабрадора, авгита и роговой обманки с примесью сфена, а также апатита и магнетита. Изредка в небольшом количестве в породе имеется щелочной полевой шпат. Породы повсеместно в той или иной степени изменены с развитием в них альбита, хлорита, эпидота, цоизита и кальцита. При наличии в породах уралитовой роговой обманки они могут быть названы амфиболизированными габбро и габбро-амфиболитами. Габбро постепенными переходами связано с диоритами через переходные разности. Диориты имеют зелено-серую окраску, гипидиоморфнозернистую и аллотриоморфную структуру и состоят из андезина и олигоклаз-андезина, калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита, акцессорных и вторичных минералов. В редких случаях отмечены кварцевые диориты и горнблендиты. Джезлыкская интрузия прорывается биотитовыми гранитами и сиенитами Беллыкской интрузии, а сама прорывает эффузивно-осадочную осиновскую свиту St_{1+2} , что позволяет считать ее возраст послесреднекембрийским. Однако не исключена возможность, что эффузивы относятся к кувайской свите верхнего протерозоя, и интрузия может иметь более древний, докембрийский возраст.

Беллыкская интрузия слагает крупный массив типа батолита, расположенный на правобережной части Енисея от р. Комы до р. Кижарта. К этой же интрузии относится ряд плутонов на юге Беллыкского белогорья—Салбинский, Алгаштыкский и др. Формирование Беллыкской интрузии, по данным Е. А. Шнейдера, происходило в три этапа: с первым связано образование серых биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов; со вторым—розовых и красных микрокли-

новых гранитов и с третьим — мусковитовых гранитов, что доказывается нахождением ксенолитов и пересечением одних пород другими.

Биотитовые граниты имеют гипидиоморфную и порфиroidную структуру и состоят из олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита с примесью сфена, апатита, циркона и магнетита. В некоторых случаях в породе присутствует обыкновенная роговая обманка.

Розовые микроклиновые граниты пользуются весьма широким распространением и преимущественно слагают собственно Беллыкский плутон. Породы петрографически однородны и отличаются повышенным содержанием кварца. Они имеют гипидиоморфнозернистую, несколько порфиroidную структуру и состоят из олигоклаза, микроклина, кварца, незначительного количества биотита или мусковита с примесью циркона, апатита, сфена и магнетита. В контакте с основными изверженными породами граниты обогащены роговой обманкой.

Мусковитовые граниты имеют малое распространение и характеризуются неравномернозернистой структурой и розовато-белым цветом. Состоят они из калиевого полевого шпата, кварца, мусковита и редко биотита; примесями являются циркон и апатит.

В некоторых участках Беллыкской интрузии отмечается наличие грейзенов и грейзенизированных гранитов. В краевых частях интрузии располагаются основные породы состава габбро, габбро-норитов и диоритов. Жильная фация интрузии представлена диабазами, спессартитами, гранит-порфирами, аплитами и пегматитами. Аплиты обладают розовой окраской и состоят из альбита, микроклина, кварца, мусковита и сфена. Пегматиты имеют очень ограниченное распространение и состоят из кварца, полевого шпата и мелких листочков биотита.

Беллыкская интрузия прорывает и метаморфизует отложения нижнего и среднего кембрия и Джеблыкскую основную интрузию и перекрывается эффузивами нижнего девона, содержащими в базальных горизонтах многочисленные обломки этих кислых пород.

Далее на восток, на междуречье Сисима и Сыды, слагая хр. Синий, расположена Бuedжуло-Предтеченская гранитоидная интрузия, которая изучалась Ю. А. Спейтом, С. С. Ильенком, а впоследствии В. М. Чаиркиным, Н. Я. Леоновой и А. Е. Тумановым. Этот плутон занимает площадь в 340 км², будучи несколько вытянутым в юго-западном направлении. Мелко- и среднезернистые розовато-серые граниты слагают большую часть плутона; среди них выделяются биотит-роговообманковые граниты и плагиограниты. Граниты залегают среди эффузивов и глинистых сланцев и в приконтактных зонах переходят в гранодиориты и диориты, а местами в габбро и пироксениты. Среди этой интрузии выделяются также породы сиенитового ряда, дающие переходы к монцонитам.

Дайковые породы Бuedжуло-Предтеченской интрузии представлены микродиоритами, диорит-порфирами, кварцевыми монцонит-порфирами и реже аплитами и пегматитами. Характерным для этой интрузии является заметное количество в породе ортита.

Контактное воздействие этой интрузии на вмещающие породы выразилось в скарнировании, ороговиковании и образовании амфиболовых сланцев из рассланцованных основных эффузивов и туфов.

К комплексу посленижнепалеозойских интрузий принадлежит и ряд небольших штокообразных тел, расположенных в вершинах рек Правой Ко, Крола и Балахтисона и образующих цепочку юго-восточного простирания. Этими породами сложены горы Тихон и Балахтисон, и по

их имени они выделяются в тихоно-балахтисонский интрузивный комплекс.

Посленижнедевонский комплекс граносиенитов, сиенитов, габбро-сиенитов и нефелиновых сиенитов. В Восточном Саяне достаточно широко распространены интрузии субщелочного состава, представленные гаммой пород от граносиенитов до нефелиновых сиенитов. В верховьях рек Маны и Мимии отмечается ряд плутонов сиенитового состава, возраст которых в ряде случаев не устанавливается точно из-за отсутствия пород моложе кембрийских.

В той части Восточного Саяна, которая входит в Иркутскую область, выделяется огнитский интрузивный комплекс, в состав которого входят граносиениты и сиениты. Эти породы прорывают эффузивы нижнего девона и несомненно принадлежат к описываемому комплексу интрузивных пород. Таким образом, в Восточном Протеросаяне имеются посленижнедевонские субщелочные интрузии, и выделение их из состава сходных петрографически пород более древнего возраста является задачей ближайшего будущего.

В районе г. Красноярска имеется ряд плутонов граносиенитового и сиенитового состава, которые прорывают эффузивы девона и галька которых находится в конгломератах среднего девона. Эти интрузии известны под названием Столбовского интрузивного комплекса по имени заповедника «Столбы» под Красноярском. Породы данного комплекса образуют несколько массивов: Столбовский, Шумихинский, Листвянский. Столбовский массив (рис. 67) сложен преимущественно щелочными кварцевыми сиенитами (нордмаркитами), но в Шумихинском и Листвянском массивах имеются разности, близкие к щелочным гранитам. Преобладающей окраской этих пород является розовато-красная и состоят они на 70—75% из калиевого полевого шпата при малом количестве олигоклаза и кварца; темноцветные минералы представлены биотитом, эгирин-авгитом и щелочной роговой обманкой.

Жильная фация представлена розовато-красными сиенит-порфирами и аплитами. В краевых частях интрузивные породы приобретают мелкозернистое сложение и местами становятся порфиroidными. В таких случаях они получают большое сходство с девонскими эффузивами, что было отмечено Я. С. Эдельштейном, а затем Ю. А. Кузнецовым. Структурное сходство и тождество состава этих интрузий и эффузивов нижнего девона с несомненностью указывает на их генетическую связь.

Посленижнедевонские субщелочные интрузии описаны в Белькском белогорье¹ Б. П. Зубкус и В. Н. Долговой. Эти интрузии образуют небольшие по размеру тела, приуроченные к разломам. Состоят они на 75—85% из калиевого полевого шпата, щелочной роговой обманки, биотита и небольшого количества кварца. Определение абсолютного возраста данных пород аргоновым методом дало 290—300 млн. лет (определение Н. И. Полевой, ВСЕГЕИ). На вмещающие их породы, в частности девонские эффузивы, по данным В. Н. Долговой, сиениты оказывают контактное воздействие, выражающееся в ороговиковании и эпидотизации. Особенно заметно изменение в пористых туфогенных породах, выражающееся в их обесцвечивании в связи с окварцеванием.

¹ И. В. Лучицким (1957) оспаривается посленижнедевонский возраст этих интрузий. — *Прим. ред.*

Небольшие тела сиенитов отмечаются в верхнем течении р. Сисима и бассейне р. Каспы; в последнем случае с этими интрузиями связано железное оруденение (Краснокаменское месторождение).

Наиболее широким распространением щелочные интрузии пользуются в Тубино-Сисимском районе, где они впервые описаны Я. С. Эдельштейном и А. Г. Вологдиным. Эти породы слагают Буровский массив, обнажаются на хр. Коргуз и отдельные некрупные тела их про-

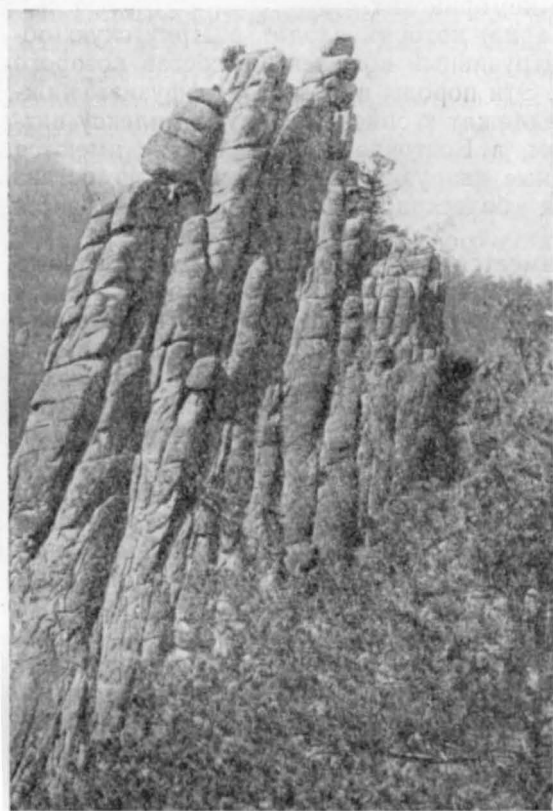


Рис. 67. Щелочные кварцевые сиениты в заповеднике «Столбы» (фото В. А. Балуаева)

слеживаются далее на восток. Эти массивы слагаются сиенитами, сиенит-диоритами, нефелиновыми и кварцевыми сиенитами. Тела нефелиновых сиенитов залегают среди щелочных сиенитов и состоят из калинатрового полевого шпата, нефелина, эгирина и небольшого количества альбита и акцессорных минералов. Размеры этих тел достигают 600—1000 м в поперечнике.

Южнее на левобережье р. Сыды расположены горы Сайбар и Байтак, сложенные теми же породами сиенитового ряда. Здесь распространены щелочные породы типа тингуаитов, называемых сайбаритами, представленных то сильно-меланократовыми, то почти лишенными темноцветных компонентов нефелин-эгириновыми породами. Щелочными породами типа пуласкинов и нордмаркитов сложены горные массивы на восточной окраине Южно-

Минусинской впадины —

горы Большая и Малая Бесь,

Сидоровский урал, Пана-

чевский урал и массивы и водораздела

Шушь-Казыр. В последнее

время намечается следующая последовательность в образовании

пород этой группы: сиенит-диориты, щелочные сиениты, кварцевые

сиениты. Эта последовательность устанавливается по пересечению

одних пород другими.

Послеинижедевонская щелочная интрузия сопровождается жиль-

ными породами типа сиенит-порфиров, ортофиров и сиенит-аплитов.

В экзоконтакте сущелочных интрузий отмечается интенсивное скар-

нирование с образованием кальцита, граната и эпидота. К скарнам

приурочено и магнетитовое оруденение (Ирбинское месторождение,

Краснокаменское и др.). С этими же породами связывается и редкоче-

тальное оруденение.

Особую группу пород послениждедевонского возраста представляют габброиды, распространенные в верховьях р. Казыра и впервые здесь описанные А. Д. Шелковниковым (1958). Габброиды образуют три крупных массива, вытянутых в северо-западном направлении и приуро-



Рис. 68. Контакт габбро с гранитами в верховьях рек Васькиной и Гришкиной (правых притоков р. Казыр) (фото М. А. Казанцева).

ченных к зоне разлома (рис. 68). Породы представлены габбро, габбро-норитами, анортозитами и пироксенитами. Они залегают в форме лополитов и характеризуются слоистым строением, обусловленным кристаллизационной дифференциацией. С этими породами связаны залежи титаномагнетита. Вмещающие породы в контакте с интрузией орговоикованы и скарнированы, но в незначительной степени.

Отнесение к девонскому возрасту этих габброидных пород является еще недостаточно доказанным; оно основано главным образом на форме залегания и строении плутонов. Указание на прорыв габбро-биотитовыми гранитами, возраст которых также условно считается послевонским, говорит о более древнем возрасте основных пород, так как гранитов этого возраста в Восточном Саяне пока с достоверностью не установлено.

Послекарбоновые основные породы (траппы) и четвертичные базальты. В описываемой части Восточного Саяна послениждедевонские интрузии являются наиболее молодыми породами, возраст которых может считаться доказанным. За пределами рассматриваемой области, там, где распространены отложения верхнего девона и нижнего карбона, т. е. в Минусинской и Рыбинской впадинах, имеются дайки, силлы и некки основных пород типа диабазов и долеритов. Их послекарбоновый — доюрский возраст установлен точно и имеется полная возможность параллелизации их с траппами Сибирской платформы. Дайковые породы сходного состава и облика имеются и в Восточном Саяне.

В юго-восточной части Восточного Саяна, в пределах Иркутской области достаточно широко распространены четвертичные базальты. До настоящего времени в описываемой области этих пород установлено не было, и ближайшие выходы базальтов отмечены лишь в северо-восточной части Тувы. Тем не менее еще совершенно недостаточная геологическая изученность верхнего течения рек Кизира и Казыра не исключает возможности нахождения здесь базальтов.

При описании осадочных и магматических формаций Восточного Саяна указывалось на распространение и характер метаморфических пород этой области. Ниже будут рассмотрены типичные метаморфические породы и зоны их распространения, тесно связанные с общим ходом геологического развития описываемой области.

Нижнепротерозойский метаморфический комплекс. В зоне Восточного Протеросаяна, представляющей существенно нижнепротерозойское складчатое сооружение, среди которого, с одной стороны, возможны выступы архейских пород, а с другой — участки сильнометаморфизованных пород верхнего протерозоя, распространены гнейсы и кристаллические сланцы, возникшие в результате регионального глубинного метаморфизма, связанного с глубинной инъекцией (мигматизацией) древних гнейсо-гранитов. Ассоциация биотитовых, гранатовых и пироксеновых гнейсов и основных кристаллических сланцев является характерной для этой зоны. Эти метаморфические породы прослеживаются далее на юго-восток в пределы Иркутской области, где выделяется бирюсинский метаморфический комплекс. Возраст его точно не установлен, но несомненно является докембрийским. Биотитовые гнейсы и основные кристаллические сланцы в описываемой части Саяна в настоящее время объединяются в кожелакский комплекс (В. В. Беззубцев и И. П. Жуйко). Не исключено, что в состав этого комплекса должна войти и дербинская свита графитовых мраморов, поскольку в ней имеются прослой гнейсов, а среди кожелакского комплекса находятся горизонты кварцево-полевошпатовых пород с графитом и графитовых мраморов. Часть гнейсов могла образоваться и из жайминских кварцево-графитовых сланцев.

С описанным комплексом метаморфических пород связаны месторождения мусковита и высококачественных полевошпатовых пегматитов.

Верхнепротерозойский комплекс метаморфических пород. В верхнем течении рек Маны и Мимии располагаются участки, сложенные метаморфическими породами амфиболитовой фации. Эти породы в настоящее время выделяются под названием тюлюпского метаморфического комплекса. Точного стратиграфического значения указанный комплекс не имеет, поскольку в него входят породы верхнего протерозоя (породы кувайской серии), а также, возможно, наличие диафорированных пород нижнего протерозоя и предположительного архея.

В ряде случаев установлен постепенный переход от рассланцованных зеленокаменных эффузивов и туфов кувайской свиты в амфиболиты и амфиболитовые сланцы тюлюпского комплекса. Промежуточными породами являются хлоритовые, серицитовые и актинолитовые сланцы, среди которых встречаются малоизмененные породы с реликтами структуры эффузивов. Такие переходы установлены И. П. Жуйко и В. В. Беззубцевым на р. Мане в районе пос. Тюлюп, а также в бассейне Крола-Манского и Арзыбея. А. Ф. Струкуленко и В. Г. Никульченко установлена тесная связь пород кувайской серии с амфиболитовым комплексом в бассейне р. Мимии. Во всех случаях появление пород ам-

фиболитовой фации обуславливается внедрением в толщи эффузивов и сланцев кувайской серии гранитов верхнепротерозойского возраста.

Кварцево-эпидот-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы имеют постепенные переходы к кварцево-биотитовым (актинолитовым) сланцам. Последние в свою очередь тесно связаны пространственно с габбро-амфиболитами и амфиболлизированными габбро. Вблизи с микроклиновыми гранитами образовались амфибол-биотитовые инъекционные гнейсы с крупными порфиробластами красного полевого шпата. Аналогичного состава породы установлены Ю. И. Парфеновым на продолжении описанной зоны метаморфических пород Восточного Саяна и в Енисейском крае к северу от Рыбинской впадины (есауловская свита), где наряду с амфиболитами отмечаются и малоизмененные основные эффузивы.

По представлению некоторых геологов (В. В. Хоментовский, М. А. Семихатов и др.), породы тюлюпского комплекса имеют архейский возраст. Однако геологическая съемка последних лет подтвердила мнение В. М. Чаиркина об образовании амфиболитов и гнейсов этой части Восточного Саяна за счет пород верхнего протерозоя.

В толщах верхнего протерозоя весьма хорошо выражена зональность метаморфических процессов. В верхнем течении рек Маны, Агула и Кана, т. е. в приподнятой и глубоко вскрытой эрозией части Восточного Протеросаяна, степень метаморфизма пород верхнего протерозоя очень велика и их трудно отличить от метаморфических пород нижнего протерозоя. В среднем течении р. Маны устанавливаются участки и метаморфизованных, и неметаморфизованных верхнепротерозойских пород, причем первые приурочены к антиклинальным структурам и зонам разломов, где интенсивно проявилась магматическая деятельность. В нижнем течении р. Маны к северо-западу, в области погружения структур Восточного Протеросаяна, степень метаморфизма пород верхнего протерозоя резко уменьшена и изменение пород выражается в сильной их рассланцовке и зеленокаменном преобразовании. В этой части древнего Саяна верхнепротерозойские породы очень похожи на кембрийские геосинклинальные образования каледонского Саяна и до сих пор некоторые геологи их смешивают. Предположительно намечается довольно высокая степень измененности пород верхнего протерозоя в центральной части Беллыкского белогорья, где распространены породы амфиболитовой фации, относимые Е. А. Шнейдером к кембрию.

Метаморфизм кембрийских отложений. Кембрийские отложения Манского прогиба испытали только литогенез и, будучи местами смятыми в сложные складки, не были динамометаморфизованы. Только местами кембрийские породы, особенно анастасьинской свиты, рассланцованы, но настоящих метаморфических сланцев среди них не отмечается. Здесь присутствуют кислые интрузии, в контакте с которыми кембрийские отложения превращены в кварциты и роговики, но зоны контактово-измененных пород невелики.

Резко отличны по степени метаморфизма кембрийские отложения юго-восточной части Восточного Саяна, представляющей зону активной складчатости, которой свойственны явления дислокационного, контактового и инъекционного метаморфизма. Кембрийские геосинклинальные отложения претерпели здесь значительный метаморфизм и приобрели местами облик филлитов и хлорит-серицитовых сланцев, однако в большинстве случаев исходный их состав устанавливается без особого труда. Крупные тела интрузивных пород оказали сильное контактовое воздей-

ствии на кембрийские отложения. Так, карбонатные породы во многих случаях превращены в гранат-пироксеновые скарны и мраморы; песчано-сланцевые отложения дают зоны роговиков, а эффузивы и туфы превращены в амфиболовые породы. В ряде случаев отмечается грейзенизация пород вблизи кислых интрузий. Весьма распространены явления пиритизации. В зоне кембрийской складчатости достаточно ясно заметно наложение процессов контактово-инъекционного метаморфизма на явления регионального изменения пород.

С явлениями метаморфизма в каледонской зоне Восточного Саяна связаны месторождения золота, цветных металлов и железа (Ирджа?). Общее геологическое сходство указанной части Восточного Саяна с Кузнецким Алатау предполагает возможность нахождения здесь молибденовой и вольфрамовой минерализации.

Метаморфизм девонских пород. Эти породы представлены преимущественно эффузивами и красноцветными песчаниками и конгломератами; они не испытали метаморфизма в обычном понимании этого слова. Эффузивы претерпели лишь диагенетические изменения и обладают различно ориентированной трещиноватостью (отдельностью), более проявленной вблизи тектонических нарушений. Осадочные породы расланцованы в малой степени. Послениждевонские интрузии субщелочного состава только местами оказали значительное контактное воздействие на девонские породы с образованием роговиков и скарнов. В большей мере это воздействие сказалось в кембрийских породах, в связи с чем находится образование железорудных магнетитовых месторождений типа Ирбинского.

КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ

Магматические породы пользуются очень широким распространением в пределах восточных склонов Кузнецкого Алатау. Они очень разнообразны и, естественно, разновозрастны. Но, к сожалению, несмотря на многолетние геологические исследования этой области, до сих пор нет еще ясных и общепринятых представлений о составе и возрастных отношениях даже главнейших магматических комплексов. Поэтому предполагаемую ниже характеристику магматических комплексов следует рассматривать лишь в качестве рабочей схемы, требующей уточнения.

Магматические образования восточных склонов Кузнецкого Алатау могут быть подразделены на четыре группы:

1. Магматические и метаморфические комплексы нижнего протерозоя.
2. Эффузивные комплексы верхнего протерозоя (синия) и нижнего палеозоя.
3. Интрузивные комплексы нижнего палеозоя.
4. Магматические комплексы среднего палеозоя.

Метаморфизм наиболее сильно проявился в докембрии и во многих случаях тесно связан с интрузивной деятельностью, будучи выражен то в виде инъекционного метаморфизма и образования контактных кристаллических сланцев (регионально-контактовый метаморфизм), то в виде роговиковой перекристаллизации и образования различных метасоматитов и скарнов, то в явлениях аутометаморфизма и т. д.

Магматические и метаморфические комплексы нижнего протерозоя. Комплексы магматических пород, возраст которых большинством иссле-

дователей считается архейским или протерозойским, играют значительную роль в строении Кузнецкого Алатау, но развиты преимущественно в осевой части этой структуры. По данным В. К. Монича, К. В. Радугина, А. Л. Додина и др., в осевой зоне Кузнецкого Алатау выделяются:

1) лужбинские гнейсы, представленные преимущественно амфибол-биотитовыми гнейсами кварцево-диоритового состава и распространенные в восточной части Томского массива;

2) гранулитовые гнейсы, обнажающиеся по периферии Сливенского гранитного массива и в хр. Тыдын и представленные альбит-микроклиновыми гранулитами с мусковитом и гранатом;

3) коттасские гнейсы, образующие полосу в западной части Томского массива, являющиеся в основном биотитовыми гнейсами, возникшими в связи с регионально-контактовым метаморфизмом, вызванным древнейшей (Томской) гранитной интрузией;

4) комплекс глубокометаморфизованных первичновулканогенных пород, среди которых преобладают амфиболовые сланцы, реже встречаются мусковитовые и хлорит-серицитовые сланцы;

5) гнейсовидные диориты и габбро, образующие линейные тела в докембрийском метаморфическом комплексе (Тебинская интрузия);

6) томский гранито-гнейсовый комплекс, представленный массивами огнейсованных гранитов и, по всей вероятности, обуславливающий глубокий метаморфизм названных выше первичноосадочных и вулканогенных пород.

Все эти интрузии и глубокометаморфизованные первичноосадочные и вулканогенные образования некоторыми исследователями относятся к архею, но, вероятнее, все они связаны с развитием нижнепротерозойской геосинклинали.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау, в пределах Красноярского края подобные перечисленные древние метаморфические и магматические комплексы пользуются ограниченным распространением. К ним могут быть частично отнесены породы пихтерекской метаморфической серии и прорывающие их интрузивные породы. По данным Д. И. Мусатова, в районе верхнего течения р. Белого Июса, в районе рч. Кульчази, впадающей слева в р. Ниня, распространены биотитовые и амфиболитовые гнейсы, а также ортоамфиболиты.

Эффузивные комплексы верхнего протерозоя (синия) и нижнего палеозоя. В верхнем протерозое на восточных склонах Кузнецкого Алатау магматизм проявился только в эффузивной форме образованием типичных спилит-кератофировых серий июсской (мунжинской) и порталской свит. Мунжинские эффузивы впервые были выделены А. П. Шмидтом в 1938—1941 гг. в бассейне рек Туралых и Караташ, в более позднее время они установлены в бассейнах рек Белого Июса, Малого Таштыпа и Саралы (М. В. Солодянкин, В. М. Ярошевич, Д. И. Мусатов и др.).

Мунжинские эффузивы представлены диабазовыми и афанитовыми порфиритами, диабазами, авгитовыми порфиритами, туфолавами и туфобрекчиями, рассланцованными и находящимися в зеленокаменной стадии изменения.

Комплекс эффузивных образований, входящих в состав порталской свиты, развит в районе Саралы, Портала, в бассейне Черного и Белого Иусов. По данным К. В. Радугина, для нижней части верхнего протерозоя характерны андезитовые порфириты с незначительным:

количеством кератофилов и фельзитов. Выше располагаются подушечные порфиритовые лавы с яшмами между подушками, лабрадоровые и авгитовые порфириты. Затем происходило излияние лав среднего состава с образованием порфиритов, реже изливались кислые лавы, давшие кварцевые порфиры, фельзиты и т. д. Закончилась вулканическая деятельность верхнего протерозоя образованием потоков основных эффузивов.

Таким образом, вулканическая деятельность верхнего протерозоя в пределах восточных склонов Кузнецкого Алатау была достаточно интенсивной. Эффузивные комплексы ассоциируют с морскими геосинклинальными осадками и принадлежат к типу спилит-диабазовых и спилит-кератофировых формаций, типичных для начальных стадий развития геосинклинали.

Интрузивные комплексы верхнепротерозойского возраста на восточных склонах Кузнецкого Алатау неизвестны.

Геосинклинали, заложенная на месте Кузнецкого Алатау в начале верхнего протерозоя, продолжала свое развитие и в нижнем палеозое. После массового проявления эффузивной деятельности в период отложения июсской и порталской свит имел место некоторый перерыв, во время которого образовались мощные карбонатные толщи самых верхов верхнего протерозоя и низов кембрия. Возобновилась вулканическая деятельность в нижнем кембрии (ленский век) с образованием широко распространенных на восточном склоне Кузнецкого Алатау эффузивов сыйской (кутень-булукской, по А. Н. Чуракову) свиты. Состав эффузивов меняется в пространстве, но во всех случаях эффузивный комплекс несет ясные черты спилит-кератофировой формации, будучи сложен плагиоклазовыми, пироксеновыми или диабазовыми порфиритами, иногда миндалекаменными, а также аплитами, кератофирами или кварцевыми кератофирами и их туфами. Преобладают эффузивы среднего и основного состава; кислые разности устанавливаются реже и играют второстепенную роль в составе комплекса.

По данным Б. Н. Красильникова (1955), на карбонатных отложениях амгинского яруса среднего кембрия (карасукская свита) в Батеневском крыже залегает мощная толща диабазовых порфиритов, их туфов и кремнистых сланцев с линзами известняков. Аналогичного состава свита, залегающая на сланцево-эффузивной толще ленского яруса, установлена А. А. Моссаковским в районе Уленя. Все это дает основание предполагать, что во второй половине среднего кембрия вновь имела место вспышка вулканической деятельности, причем снова был сформирован эффузивный комплекс, также принадлежащий к типу спилит-кератофировых формаций. Таким образом, в этой области мы имеем четырехкратное повторение спилит-кератофировых формаций в течение верхнего протерозоя и нижнего и среднего (?) кембрия, что свидетельствует об устойчиво сохраняющейся подвижности геосинклинали, если, конечно, это четырехкратное повторение не является только кажущимся и не обусловлено несовершенством стратиграфических схем и объединением различных структурно-фациальных зон. Характерным является то обстоятельство, что гранитоидные интрузии во время этого громадного промежутка времени в данной области не возникли или они, во всяком случае, не пользуются большим распространением, так как иначе были бы обнаружены.

Интрузивные комплексы нижнего палеозоя. Интрузивные породы нижнепалеозойского возраста пользуются исключительно широким рас-

пространением на восточных склонах Кузнецкого Алатау и слагают, вероятно, не менее 50% всей площади, занятой образованиями додевонского возраста. Широким развитием среди них пользуются, с одной стороны, интрузии габброидного состава, с другой — главным образом гранитоиды. Те и другие еще недостаточно изучены и выделяются в значительной степени условно.

Бюйский габбро-диоритовый комплекс (Бюйская интрузия) на восточных склонах Кузнецкого Алатау пользуется широким распространением и появляется почти всюду, где развиты осадочно-вулканогенные толщи верхнепротерозойского или нижнекембрийского возраста, среди которых всегда залегают интрузивы этого комплекса. В работах ряда исследователей основные породы данного комплекса не отличались от гибридных образований, связанных с более гранитоидным магматизмом и описывались в качестве первой фазы многофазной гранитоидной интрузии. Ю. Д. Скобелев (1946—1948 гг.) выделил интрузивы, обнажающиеся в бассейне р. Туима на горе Бю, под названием Бюйской интрузии.

Породы бюйского комплекса описывались под названием габбро-диоритов, диорит-диабазов, диоритов, амфиболовых габбро, диоритовых порфиринов и т. д. Все эти породы по своему химико-минералогическому составу отличаются друг от друга незначительно — в пределах от нормального диорита до нормального габбро и разнообразие их определяется в основном структурными особенностями, отражающими условия их образования. Характерными особенностями являются: средне- или мелкозернистое, иногда порфировое сложение; преимущественно амфибол-плагиоклазовый состав, причем содержание анортита в плагиоклазе меняется от 42 до 58%; обычны сильный динамометаморфизм пород и проявление других метаморфических процессов, обусловленных уже воздействием более молодых интрузий в виде амфиболитизации, хлоритизации, эпидотитизации, скаполитизации и т. д. Этот интрузивный комплекс проявляется главным образом в виде небольших пластообразных или линзовидных тел, залегающих согласно с вмещающими породами, вместе с которыми они были деформированы при складчатости, т. е. представляет собой типичное доорогенное образование. Породы бюйского комплекса обнаруживают очень большое сходство с эффузивами сыйской свиты, нередко тесно ассоциируют с ними и, по данным М. П. Кортусова, иногда совершенно неотличимы от последних. Очень вероятно, что бюйский комплекс представляет собой интрузивную (гипабиссальную) фацию той же самой основной магмы, которая, изливаясь на поверхность, дала эффузивы сыйской свиты. Не исключена, впрочем, возможность и более древнего верхнепротерозойского возраста бюйского комплекса, так как эффузивно-осадочные толщи верхнего протерозоя и нижнего кембрия часто неразличимы и возможны ошибки в определении их возраста.

В бассейне р. Туима совершенно четко установлен факт пересечения интрузивных тел бюйского комплекса когтахской габбро-монцитовой интрузией, а также улень-туимским гранитом. Противоречивы указания на характер взаимоотношений бюйского комплекса с гипербазитами. Д. И. Мусатов, указывая на прорыв гипербазитов амфиболовыми габбро бюйского типа в бассейне рч. Красной, считает гипербазиты более древними. С другой стороны, М. П. Кортусов наблюдал в бассейне Белого Юуса (гора Изых) пересечение Бюйской интрузии дайками гипербазитов.

Гипербазитовый комплекс, представленный серпентинитами, серпентинизированными гарцбургитами, реже дунитами и пироксенитами, развит преимущественно в бассейне р. Белого Июса, где конкордантные тела серпентинитов достигают мощности в несколько десятков метров и прослеживаются по простиранию на расстояние до 15 км. Обычно же гипербазиты образуют линзовидные или дайковые тела небольшой мощности, залегающие преимущественно в июсской и порталской свитах, в отдельных же случаях они обнаружены в эффузивной толще нижнего кембрия (сыйская свита) и реже в габбро-диоритах буйского интрузивного комплекса (М. П. Кортусов). Верхняя возрастная граница определяется тем, что галка гипербазитов обнаружена в конгломератах бериккульской свиты (Ст₂). Сложена интрузия серпентинитами, а также сильно серпентинизированными гарцбургитами, реже пироксенитами и дунитами. В ряде случаев в гипербазитах отмечалось повышенное содержание Ni, Co, Sr.

Габбро-монцонитовый (когтахский) интрузивный комплекс наиболее полно представлен в Туимском районе, где он впервые был описан Я. С. Эдельштейном (1911), затем Б. А. Тимофеевским и Ю. Д. Скобелевым. В 1957 г. детальное структурно-петрографическое исследование Когтахского плутона было выполнено С. Л. Халфиным. Когтахский плутон сложен в основном оливиновым и безоливиновым эвкритовым габбро, содержащим почти всегда вторичный биотит, и диорит-монцонитом; менее распространены пироксениты и авгитовые олигоклазовые сиениты. Для габброидных разновидностей характерна очень высокая основность плагиоклазов (№ 80—95), отсутствие магнезиальных пироксенов и почти постоянное наличие оливина. Своеобразной чертой автометаморфизма пород комплекса является процесс биотитизации.

Когтахский массив имеет воронкообразную форму и ярко выраженную стратификацию, центральная (или верхняя) часть плутона сложена трахитоидным габбро, а периферическая (нижняя) — диорит-монцонитом; сиениты образуют дополнительные инъекции в виде даек и трубообразных тел. С вмещающими породами (известняки кембрия) Когтахский плутон имеет рвущие несогласные контакты и в целом обладает чертами, характерными для гипабиссальных интрузий платформенного типа. В формировании плутона С. Л. Халфин выделил три основные фазы, следовавшие друг за другом без значительного промежутка во времени: первая фаза диорит-монцонитовая; вторая габброидная; третья фаза авгитовых олигоклазовых сиенитов, образующих дайки и небольшие штоки.

С Когтахской интрузией связано образование месторождений наждака (Сигангойское), шпинелей и титаномагнетита.

Стратиграфическое положение этой интрузии определяется следующими взаимоотношениями. Она прорывает и метаморфизует породы нижнего кембрия и буйского интрузивного комплекса и вместе с тем сама прорвана и слегка метаморфизована Улень-Туимской гранитоидной интрузией. Судя по форме Когтахского плутона, его внутренней структуре и взаимоотношениям с вмещающими породами, он сформирован после завершения складчатости в обстановке достаточно жесткой рамы. Возраст плутона, вероятнее всего, ниже- или, может быть, среднекембрийский.

В Улень-Туимском районе известно еще несколько габброидных интрузий, совершенно аналогичных Когтахскому плутону.

В других районах Кузнецкого Алатау, по-видимому, разновозрастная или близкая по возрасту с Когтахской габброидная интрузия проявляется несколько иначе. Например, в районе Тейского железорудного месторождения, по данным Г. В. Полякова (1958), габбро образует тело размером 7×4 км, вытянутое согласно простиранию кембрийской метаморфической толщи, среди которой оно залегает. В составе Тейского плутона принимают участие габбро-перидотит, оливиновое габбро, или габбро-норит, горнблендит, роговообманковое габбро, а также разнообразные габбро-диориты, диориты и даже гранодиориты. Горнблендиты, а также другие более кислые, чем габбро, породы появляются только в местах обильной плагиогранитной инъекции и представляют собой или метасоматические, или гибридные образования, обладая и типичной таксоматической структурой. При этом Г. В. Поляков полагает, что плагиогранитная инъекция не связана с соседней Есинской гранодиоритной интрузией, а представляет собой продукт той же габброидной магмы.

Соотношения с окружающими породами такие же, как и в случае Когтахского плутона. Тейское габбро прорывает нижнекембрийскую сланцево-карбонатную толщу и в свою очередь прорвано есинским гранодиоритом, который, возможно, является эквивалентом Улень-Туимской интрузии и, во всяком случае, имеет додевонский возраст. Но Тейский габброидный плутон принадлежит уже к существенно иному формационному типу — габбро-плагиогранитному. Остаются неясным взаимоотношения и причины возникновения этих двух типов. Возможно, что они не вполне разновозрастны, но имеются основания предполагать, что район Батеневского кряжа, а значит, и Туимский участок еще в конце нижнего кембрия вступили в платформенный этап развития, а западная — осевая часть Кузнецкого Алатау — еще представляла продолжительное время подвижную зону. Таким образом, различия в характере габброидных интрузий горы Когтах и Тейского месторождения могут определяться различной тектонической обстановкой их формирования: геанantikлиальной — в Туимском районе и геосинклинальной — в Тейском.

Описанный С. С. Ильенком (1950) бельский интрузивный комплекс имеет много общих черт с когтахским комплексом. Бельский интрузивный комплекс образует ряд небольших трубообразных тел, залегающих среди эффузивной толщи, сложенной покровами диабазовых порфиритов с прослоями агломератов и известняков и перекрытой граувакками.

Интрузивные породы бельского комплекса представлены микроклиновым габбро-диоритом, монцонитом, кварцевым монцонитом. В качестве продуктов автотематоморфизма описаны кварцевые гельсинкиты и березиты. Среди дайковых пород, связанных с бельским комплексом, главная роль принадлежит кварцевым монцонит-порфирам и сиенит-порфирам, реже гранит-порфирам.

Повышенная роль калия даже в относительно основных породах сближает этот комплекс с когтахским, хотя С. С. Ильенко приписывал ему более древний, протерозойский возраст.

Образования уленьского гранитоидного комплекса играют главнейшую роль в строении восточных склонов Кузнецкого Алатау. Они слагают громадный плутон, протягивающийся почти непрерывно по восточным склонам Кузнецкого Алатау от верховьев Аскиза и Еси до Саралы и уходящий на запад за пределы Красноярского края. Плутон этот представляет собой, несомненно, единое тело,

отдельные обособленные части которого описаны и известны под названием: Уйбатский массив, Тигертышская интрузия, белоюсский комплекс, Улень-Туимская интрузия, Туимо-Карышская интрузия и т. д. Верхняя поверхность плутона хотя и неровная, но почти горизонтальная, о чем свидетельствует огромное количество останцов кровли, обнаруживающихся повсюду. Отдельные перемычки между полностью или почти полностью изолированными на поверхности частями плутона, несомненно, представляют собой такие же останцы кровли и на сравнительно небольшой глубине сменяются интрузивными породами. Все это говорит о неглубоком современном денудационном срезе гранитоидного плутона.

В составе уленьского гранитоидного комплекса обнаруживается очень большое разнообразие пород, варьирующих от горнблендитов до аплитовидных гранитов. Богато представлена и дайковая фация этой интрузии. Такое многообразие пород интрузии является прежде всего результатом более или менее глубокой ассимиляции в экзоконтактах. Заметную роль играли также явления ассимиляции и дифференциации в глубинном магматическом очаге, ибо интрузия является многофазной с заметным различием преобладающих типов пород в составе каждой фазы. Эта многофазность интрузии проявляется почти повсеместно и отмечается всеми исследователями, причем в большинстве случаев выделяются три фазы: 1) граносиенит-гранодиоритовая; 2) порфиоровидных биотитовых гранитов; 3) лейкократовых и аплитовидных гранитов.

В составе первой фазы преобладают гранодиориты, граносиениты, адамеллиты, граниты, трондьемиты и плагиограниты, причем между этими разностями есть постепенные переходы. Намечаются иногда постепенные переходы и к более основным разностям — диоритам, монцитам и сиенитам, которые сосредоточены в краевых зонах и являются гибридными образованиями. Среди перечисленных типов пород преобладают гранодиориты и граносиениты. Все разности являются более или менее одновозрастными образованиями, причем в их пространственном распределении не замечается какой-либо закономерности.

Породы второй фазы представлены довольно однообразными порфиоровидными биотитовыми гранитами, обнажающимися местами в центральных частях гранодиоритовых массивов, а иногда слагающих громадные плутоны (Тигертышский) почти целиком.

Третья фаза представлена в основном аляскитовыми гранитами, обычно мелкозернистыми или среднезернистыми.

Породы второй фазы пространственно не обособляются от пород первой фазы, иногда образуют с ними постепенные переходы, а блоки, сложенные теми и другими, обладают одинаковой прототектоникой. Очевидно, эти фазы развития интрузивного магматизма следовали одна за другой без значительного перерыва во времени. Породы третьей фазы имеют региональное распространение, но образуют сравнительно резко обособленные тела, обычно имеющие небольшие размеры и форму штоков, даек или каркасных интрузий, резко отграниченных от пород первой и второй фаз. Отсюда можно сделать вывод, что интрузия аляскитовых гранитов была развита в то время, когда продукты первой и второй фаз остыли и оказались разбитыми системой трещин.

Дайковая фация гранитной интрузии весьма разнообразна и представлена микрогранитами, микродиоритами, спессартитами, аплитами, пегматитами и т. д.

Боковые породы в контактах с гранитоидами испытывают нередко интенсивные изменения с образованием контактовых роговиков, разнообразных метасоматитов, существенно амфиболового или амфибол-плагноклазового состава, скарнов и т. д.

Металлогения уленьского гранитоидного комплекса достаточно характерна. С ним и главным образом с продуктами последней фазы связываются месторождения молибдена (Сорское, Ипчульское и др.), многочисленные мелкие месторождения меди, вольфрама, железа и т. д.

Большинство исследователей относит описанный интрузивный комплекс к верхнему кембрию, связывая его развитие с салаирской складчатостью, причем точно установлено, что гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованный нижний кембрий и трансгрессивно перекрыты нижним девонем Минусинских впадин. Верхнекембрийский же возраст устанавливается на основании общегеологических соображений. Но в последнее время появляются следующие новые данные, заставляющие ставить вопрос о необходимости пересмотра установившихся представлений о возрасте интрузий:

1. В пределах Батеневского гляжа, а также в Восточном Саяне, в бассейне р. Сыды, обнаружена галька гранитов в конгломератах верхов нижнего кембрия. Не исключена возможность, что гранитоидные интрузии в пределах данной структурно-фациальной зоны появились еще в нижнем кембрие.

2. По устному сообщению К. В. Радугина, в районе Саралы обнаружены фаунистически охарактеризованные отложения ордовика платформенного типа, содержащие гальку гранитоидов Уленьской интрузии.

3. Вместе с тем в другой, более удаленной от платформы структурно-фациальной зоне — в Маринской тайге и Горной Шории — имеются гранитоиды, прорывающие геосинклинальные отложения ордовика.

4. Пока еще немногочисленные определения абсолютного возраста аргоновым методом дают две группы значений: 450—430 млн. лет (реки Камышта и Бейка) и 500—510 млн. лет (реки Карыш, Ингул). Поэтому не исключена возможность, что уленьский гранитоидный комплекс в будущем может быть расчленен на два (или больше?) самостоятельных и разновозрастных комплекса, но все же в пределах восточных склонов Кузнецкого Алатау, судя по всему, преимущественным развитием пользуются более древние кембрийские гранитоиды.

Магматические комплексы среднего палеозоя. На восточных склонах Кузнецкого Алатау магматические образования ордовика и силура точно не установлены. Выделение их некоторыми исследователями пока не подтверждено фактическим материалом и по этому поводу могут быть высказаны только некоторые догадки. Согласно общепринятым представлениям, после замыкания кембрийской геосинклинали и внедрения интрузий гранитоидного комплекса в пределах области, соответствующей восточным склонам Кузнецкого Алатау, имел место длительный перерыв в магматической деятельности, которая возобновилась лишь в девонское время в связи с образованием Минусинского межгорного прогиба.

Эффузивы девона очень широко распространены по окраинам Минусинских впадин. В пределах собственно Кузнецкого Алатау и разделяющих впадины поднятий магматические образования, которые с большим или меньшим основанием могут быть отнесены к девону, также имеют достаточно широкое распространение. Это прежде всего дайковый комплекс разнообразных порфиритов, реже ортофиров, яв-

ляющихся полными эквивалентами эффузивов нижнего девона. Такие дайковые образования распространены повсюду и иногда густо насыщают поля распространения осадочных толщ и более древних интрузий. Собственно интрузивные образования распространены здесь значительно меньше.

По-видимому, нижнедевонский возраст имеют щелочные сиениты, нордмаркиты, щелочные граниты, иногда нефелиновые сиениты, которые слагают дайко- или штокообразные тела в зонах крупных разломов. К ним могут быть отнесены нордмаркиты района Тейского месторождения и многочисленные дайки микросиенитов и сиенит-порфиров района оз. Булан-Куль и некоторые другие. С этим комплексом, видимо, генетически связано Тейское железорудное месторождение.

Некоторые исследователи относят к нижнему девону комплекс щелочных габброидов патынского типа, который развит за пределами Красноярского края. Этот комплекс имеет отдельные черты сходства с комплексом берешитов, горячитов (тералито-фаяитов), эссекситов и уртитов, развитых в северной части Кузнецкого Алатау, возраст которого датируется совершенно уверенно нижним девонем. Поскольку щелочной комплекс генетически и пространственно связан с эффузивами нижнего девона Минусинских впадин, более подробное его описание дано в соответствующем месте.

Проявления метаморфизма. Нижнепротерозойские первично эффузивно-осадочные толщи испытаны повсюду и, возможно, неоднократно метаморфизм, осуществлявшийся в динамической обстановке под влиянием гранитоидных интрузий, способных и к образованию тонких инъекций по сланцеватости. Метаморфизм вблизи интрузивных масс достигает степени амфиболитовой фации и постепенно убывает с удалением от интрузий.

Верхнепротерозойские и нижнекембрийские эффузивно-осадочные толщи, как правило, слабо рассланцованы и лишь местами преобразованы в сланцы эпизоны. Но эти породы испытывают сильнейший метаморфизм в контактовых зонах нижнепалеозойских интрузий. В разных случаях метаморфизм этот выражается то роговиковой перекристаллизацией силикатных пород и мраморизацией известняков, то интенсивным контактовым метасоматозом с образованием различных амфиболовых метасоматитов и скарнов, причем при более низких температурах эти процессы сменяются эпидотизацией, альбитизацией, хлоритизацией и т. д.

МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ

Общая характеристика вулканической деятельности. Изверженные породы в системе впадин Минусинского прогиба впервые были изучены И. П. Рачковским (1912а) и Я. С. Эдельштейном (1912), позднее Л. Г. Котельниковым (1936) и А. Н. Чураковым (1932), затем И. К. Баженовым (1945) и, наконец, в последнее время И. В. Лучицким (1957, 1960).

В этой системе впадин известны магматические породы различного возраста. Особенно широко распространены излившиеся и гипабиссальные породы, почти повсеместно залегающие в низах девонского разреза. Они образуют мощную (до 2000 м), сложно построенную девонскую вулканогенно-красноцветную серию, охватывающую разнообразие по составу, главным образом базальтовые и отчасти щелочные породы. К более молодым магматическим образованиям относятся сравнительно

немногочисленные некки, дайки и редкие пластовые залежи преимущественно базальтов, частично габбро-диабазов. Эти породы сосредоточены в пределах Северо-Минусинской (Чулымо-Енисейской) впадины.

Девонская вулканогенная серия представлена системой преимущественно базальтовых, лабрадор-порфириновых и отчасти плагиопорфировых покровов, а также дайками, пластовыми залежами и штоками более разнообразного, в частности щелочного, состава. Местами покровы чередуются с пачками терригенных красноцветных отложений. На юге, в центральной части Минусинской впадины, вулканогенные породы почти нацело замещаются красноцветными, а на юго-западе, в районе хр. Чоочек, покровы излившихся пород в разрезе девонских отложений полностью отсутствуют. Среди изверженных пород девонской вулканогенной серии распространены долериты и диабазы, базальты и диабазовые (базальтовые) порфириты, андезиты и андезитовые порфириты, плагиопорфиры, тешениты, берешиты и другие щелочные породы, пирокластические и шлаковые образования, а также гидротермалиты (эпидозиты, карбонатные, баритовые жилы и др.).

К долеритам и диабазам относятся преимущественно полнокристаллические породы, обладающие в большинстве случаев типичной офитовой структурой. Они встречаются в различных формах залегания, особенно часто в виде даек, реже в виде пластовых залежей или покровов. К наиболее обычным представителям этой группы пород относятся оливиновые долериты и диабазы, обладающие долеритовой или офитовой структурой. Сравнительно редко встречаются порфировидные породы, в которых среди основной массы долеритового состава и структуры обособляются сравнительно крупные (до 5 мм) кристаллы оливина и лабрадора. Столь же редки породы толеитового ряда.

Вариации состава пород, относящихся к группе долеритов и диабазов, приводят к появлению трахидолеритов и эссекситовых диабазов, в которых присутствуют немногочисленные включения эгирина, анальцима, натролита, санидина или ортоклаза, а иногда и нефелина. И. К. Баженовым (1945) в предгорьях Кузнецкого Алатау, в бассейнах рек Ничкурюп, Печище и Бадыра, отмечены пластовые залежи нефелиновых долеритов и диабазов, в которых нефелин содержится в существенных количествах. В этих породах обычный для долеритов и диабазов авгит или титан-авгит сменяется эгирин-авгитом.

Рассматриваемая группа пород весьма неоднородна по степени вторичных изменений, вследствие чего наряду с совершенно свежими долеритами в девонской вулканогенной серии широко распространены породы диабазового типа, в которых первичные оливин, авгит или титан-авгит и лабрадор подвергаются замещению соответственно серпентинитом, иддингситом, тальком и карбонатами, хлоритом и эпидотом, а также альбитом, кварцем, эпидотом, цоизитом, карбонатами, серицитом и каолиноподобными агрегатами. Крайнюю степень изменения пород представляют альбитизированные диабазы. В них наблюдается перерождение первичного состава пород, следствием которого является не только превращение авгита и оливина в хлоритовые или хлорит-серпентиновые агрегаты, но и почти полное замещение лейст плагиоклаза альбитом. Первичная офитовая структура породы тем не менее сохраняется.

Изменчивость первичного состава и интенсивности постмагматических преобразований пород типична также для базальтов и диабазовых (базальтовых) порфиритов. В этой группе пород наряду с оливиновыми

базальтами обычно лишены оливина плагиобазальты и диабазовые плагиопорфиры, трахибазальты и эссекситовые диабаз-порфиры. Последние отличаются от нормального ряда базальтов присутствием обильного щелочного полевого шпата, обволакивающего даже мелкие лейсты лабрадора или располагающегося в промежутках между ними. В некоторых случаях в трахибазальтах и эссекситовых диабаз-порфирах появляются также немногочисленные рассеянные мелкие зерна нефелина, чаще всего замещенного канкринитом, натролитом и гидрослюдами. В наиболее обогащенных щелочных породах обычный для базальтов авгит сменяется титан-авгитом, окруженным венчиком тончайших иголок эгирина. Среди существенно измененных пород базальтового ряда местами, главным образом на юго-западе Минусинского прогиба, наблюдаются интенсивно альбитизированные породы, весьма близкие к типичным спилитам.

Базальты и диабазовые порфиры залегают обычно в виде покровов, местами обнаруживающих ясное трехчленное строение: нижнюю часть покрова образуют плотные мелкозернистые породы, среднюю — более крупнозернистые, верхнюю — вновь мелкозернистые породы и шлаковые образования. Мощность покровов обычно составляет от 10—13 до 20 м. Наряду с покровами нередки дайки и пластовые залежи базальтов и диабазовых порфиритов.

Среди девонской вулканогенной серии широко распространены породы андезитового ряда, представленные главным образом лабрадоровыми порфирами. Обычные порфиры в этой группе пород не наблюдаются, что характерно для девонской вулканогенной серии. Лабрадоровые порфиры образуют систему покровов, пластовых залежей и даек, лежащую в низах разреза девонской вулканогенной серии. Отличительную черту этих пород составляют обильные, сравнительно крупные порфирные выделения лабрадора длиной 3—4 до 30—35 мм, при обычных размерах 15—20 мм. Наряду с лабрадором среди вкрапленников присутствуют пироксен и оливин, количество которых существенно варьирует, но обычно невелико. Основная масса пород мелкозернистая с интерсертальной или гиалопилитовой структурой. Плагиоклаз основной массы соответствует номерам 40—45; нередко он сопровождается узкой оторочкой олигоклаза или альбита.

Близки к породам андезитового ряда немногочисленные покровы, дайки и пластовые залежи трахиандезитов и эссекситовых порфиритов. Им свойственна трахитовая структура, образуемая переплетающимися тонкими лейстами андезина и олигоклаза, среди которых рассеяны довольно многочисленные мелкие зерна моноклинного пироксена, а также рудные зерна, хлорит, серицит, альбит и кварц. Постоянно присутствует более или менее обильный щелочной полевошпата, заполняющий промежутки между лейстами плагиоклаза. Различия между трахиандезитами и эссекситовыми порфирами определяются главным образом степенью вторичных изменений пород.

Существенное участие в строении девонской вулканогенной серии принимают также плагиопорфиры. Они встречаются чаще всего в виде немногочисленных небольших штоков и даек, реже в виде покровов. В них обычны порфирные выделения олигоклаза, реже альбита или андезина, часто содержащие также антипертитовые вроски калиевого полевошпата. Последний встречается и в виде самостоятельных фенокристов, но сравнительно редко. Иногда наблюдаются вкрапленники темноцветного минерала, нацело замещенного хлорито-

выми агрегатами, по форме напоминающего в одних случаях амфибол, в других — биотит. Наряду с бескварцевыми породами имеются кварцевые плагиопорфиры, содержащие небольшие и немногочисленные порфировые выделения кварца. Основная масса пород микрозернистая или трахитовая. В последнем случае между тончайшими лейстами плагиоклаза располагаются мелкие зерна калиевого полевого шпата. В поле плагиопорфиры легко отличаются от других пород девонской вулканогенной серии розовой окраской фенокристов и всей породы.

Среди разнообразных пород девонской вулканогенной серии, кроме отмеченных выше нефелиновых долеритов и эссекситового ряда пород, известны также и другие щелочные породы — тешениты, берешиты, нефелиниты, фонолиты и горячиты (тералито-сиениты).

Тешениты представлены небольшим куполовидным штоком, расположенным восточнее ст. Копьево близ Теляшкиного улуса.

Берешиты, обнаруженные И. П. Рачковским (1923) и названные им ийолит-порфирами, изучались О. Эрдманнсдорфером (1928), предложившим выделять их в качестве самостоятельного типа щелочных пород, затем И. К. Баженовым (1945) и другими исследователями. Берешиты образуют группу пластовых залежей и небольших даек среди излившихся пород девонской вулканогенной серии на р. Андрюшкина Речка, впадающей слева в р. Берешь, а также в ряде других пунктов в бассейне рек Берешь, Базыра и Урюпа. Для берешитов типичны порфировая структура с обилием фенокристов нефелина и состав основной массы из плагиоклаза (от олигоклаза до лабрадора), авгита и оливина. Основная масса берешитов по составу и строению весьма близка к базальтам и долеритам девонской вулканогенной серии. Весьма сходны с берешитами нефелиниты, отмеченные И. К. Баженовым (1945) в бассейнах рек Ничкурюпа и Печище. Нефелиниты залегают в виде пластовых залежей среди базальтов и диабазовых порфиритов. В том же районе И. К. Баженовым (1945) обнаружены и фонолиты.

Глубинными аналогами берешитов являются горячиты, известные на р. Базыр (гора Горячая) по описаниям А. Н. Чуракова (1932), И. К. Баженова (1945) и других исследователей. Эти породы называли нефелиновыми сиенитами (Чураков, 1932), тералитами (Баженов, 1945), тералит-сиенитами (Луцицкий, 1959), но, имея в виду их прямую связь с берешитами, получившими местное название ввиду своеобразия их состава, правильное и эти породы именовать по их местонахождению на горе Горячей — горячитами.

Горячиты — это равномернозернистые или порфировидные породы, состоящие из весьма обильного нефелина (в среднем около 55%), лабрадора или андезина, щелочного полевого шпата (альбита и микроклина), авгита или титан-авгита и оливина. Средний химический состав этих пород соответствует составу, промежуточному между нефелиновыми сиенитами и тералитами по р. Дэли. Горячиты образуют вертикальный шток почти правильно-округлой формы, секущий полого наклоненные на восток пласты базальтов и диабазовых порфиритов девонской вулканогенной серии. К востоку расположена небольшая апофиза главного штока.

Ассоциация разнообразных по составу излившихся и гипабиссальных пород базальтового ряда с щелочными породами весьма типична для девонской вулканогенной серии, что давно уже отмечено И. П. Рачковским (1911), Б. М. Куплетским (1937) и другими исследователями. В последнее время удалось выяснить (Луцицкий, 1957в), что в общем

процессе образования девонской вулканогенной серии может быть установлена последовательная смена состава излияний. Детальное изучение наиболее типичных разрезов девонской вулканогенной серии из различных участков Минусинского прогиба показало, что развитие вулканической деятельности в девонское время было двухфазным. Первая фаза вулканической деятельности характеризуется образованием системы покровов, даек и пластовых залежей главным образом лабрадоровых порфиритов, трахандезитов и отчасти плагиопорфиритов, вторая фаза — преимущественно базальтов и диабазовых порфиритов. Общее развитие вулканической деятельности указывает на смену дифференциатов базальтовой магмы недифференцированными продуктами ее кристаллизации, хотя в благоприятной структурной обстановке и во вторую фазу местами формируются плагиопорфиры, тешениты, горячиты (тералито-сиениты) и другие щелочные или близкие к щелочному ряду породы, залегающие преимущественно в виде даек или штоков и отчасти в виде пластовых залежей.

Двухфазное развитие вулканической деятельности подчеркивается разделяющим обе фазы периодом более или менее продолжительного затишья, во время которого происходит накопление лагунно-морских, терригенно-красноцветных и карбонатных осадков.

Нижедевонский возраст этих осадков, а следовательно, и более древних образований первой фазы вулканической деятельности подтвержден исследованиями Н. А. Белякова и В. С. Мелешенко (Ржонсницкая и др., 1952) в юго-западной части Минусинского прогиба (имекская свита), а на севере — С. М. Дорошко и Е. Ф. Чирковой-Залесской (1954), а также Г. И. Теодоровичем (1954). Приводимые ими данные о нижедевонском возрасте терригенно-красноцветных и карбонатных отложений северной части прогиба (свиты шунетская, матаракская), хорошо совпадают с известными сейчас фактами, указывающими на залегание лабрадоровых порфиритов ниже терригенно-красноцветных и карбонатных осадков, подстилающих покровы базальтов и диабазовых порфиритов. Вторая фаза вулканической деятельности охватывает промежуток времени, отвечающий эйфельскому веку, что доказывалось замещением соответствующих вулканогенных пород известняками таштыпской свиты. Эйфельский возраст этих известняков установлен М. А. Ржонсницкой и др. (1952). Отличительной чертой девонской вулканогенной серии Минусинского прогиба является резкое преобладание в ее строении базальтов, диабазовых порфиритов и разнообразных продуктов дифференциации базальтовой магмы. Поэтому неправильно сопоставление этой серии с порфировыми формациями Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области, а также с аналогичными формациями других областей. Сложная по составу серия девонских излившихся и гипабиссальных пород Минусинского прогиба представляет иной формационный тип, выделенный И. В. Лучицким (1957) под названием базальтовой вулканогенно-красноцветной формации, а Ю. А. Кузнецовым (1958) — трахибазальтовой формации.

После образования мощных вулканогенно-красноцветных толщ, залегающих в низах девонского разреза и имеющих нижедевонский и частично (вторая фаза) эйфельский возраст, вулканическая деятельность в системе Минусинских впадин надолго прекратилась. Имеются, правда, отдельные указания на распространение живетских излияний (Мелешенко и др., 1955), но эти указания пока недостаточно обоснованы. Сейчас уже хорошо известно, что почти повсеместно на террито-

рии Минусинского прогиба, за исключением наиболее прогнутых его участков (судя по Таштыпскому району), мощные накопления девонской вулканогенной серии в предживетское время подверглись размыву. Залегающие выше перерыва живетские (частично, возможно, эйфельские) красноцветные отложения толтаковской свиты и сменяющие их вверх по разрезу сероцветные породы сарагашской и бейской свит, так же как и верхнедевонские красноцветные осадочные толщи, не содержат пачек излившихся пород. Возможно, что исключение представит разрез, вскрытый Биджинской скважиной, где известно небольшое тело диабазовых порфиринов, залегающее в сероцветной толще живетского яруса. Однако появление в этом разрезе пород базальтового ряда может быть связано с образованием пластовой залежи, возникшей одновременно с рассматриваемыми ниже молодыми послекламенноугольными базальтами.

В живетских и верхнедевонских терригенно-красноцветных отложениях местами содержатся кластические зерна излившихся пород девонской вулканогенной серии. Присутствие такого материала в терригенно-красноцветных породах приводит некоторых исследователей к малообоснованному выводу о существенной роли «туфогенных» накоплений в разрезах красноцветных толщ среднего и нижнего девона. Впервые ясные указания на широкое распространение пирокластического материала в среднепалеозойских осадочных толщах Минусинских впадин даны М. И. Грайзером и И. С. Боровской. Они обнаружили среди нижнекаменноугольных отложений различной мощности пласты разнообразных пепловых туфов, описание которых приведено ниже. В тех же нижнекаменноугольных отложениях известны накопления осадочного флюорита, возникшие в связи с развитием фумарол. Таким образом, после длительного перерыва вулканическая деятельность возобновляется вновь в нижнекаменноугольное время. Ее развитие протекает главным образом где-то за пределами Минусинского прогиба.

Туфы нижнекаменноугольных отложений. На территории Минусинского прогиба исследованиями последних лет, проведенными под руководством М. И. Грайзера, выявлены широко распространенные пепловые туфы и туффиты, а также терригенные песчаники, участвующие в строении доугленосных нижнекаменноугольных отложений.

Характерной особенностью этих пород является присутствие среди них большого количества сильно измененных вторичными процессами туфов и туффитов, частично, а нередко и полностью, потерявших свою первоначальную структуру.

Большинством предыдущих исследователей эти отложения рассматривались как нормально осадочные образования. Лишь в работах Н. Л. Бубличенко (1939), С. А. Салуна и В. Э. Хромовой (1952) имелись указания на распространение среди доугленосных нижнекаменноугольных отложений туфов и туффитов, но лишь для тех случаев, когда первоначальная структура пород была достаточно хорошо видна. Проведенное И. С. Боровской петрографическое изучение показало, что значительная часть этих отложений представляет вулканогенный пепловый материал, подчас сильно измененный вторичными процессами.

Туфогенные образования с хорошо сохранившейся пепловой структурой развиты преимущественно в визейских, в меньшей степени — в турнейских отложениях.



Рис. 69. Пепловый туф самохвальской свиты
(Сел. Аскиз. Увеличение 100, николи 11)
(Фото И. С. Боровской)

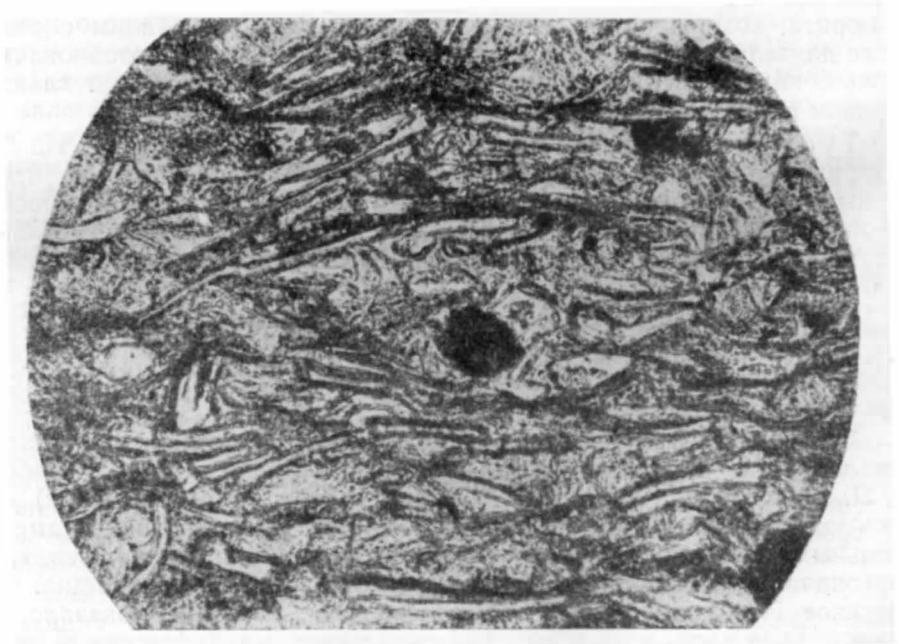


Рис. 70. Пепловые частицы в туфе соломенской свиты (Изыхские копи.
Увеличение 200, николи 11). Видна микрослоистость в расположении
пепловых частиц
(Фото И. С. Боровской)

Удалось установить тесную связь между типичными туфами и сильно измененными туфогенными породами. Под микроскопом наблюдались все стадии изменения первоначального пирокластического материала вследствие развития вторичных процессов. Наименее измененные туфогенные образования представлены витрокластическими пепловыми туфами и туффитами¹. Под микроскопом в проходящем свете прекрасно различаются контуры пепловых частиц в виде остроугольных палочек, треугольников, рогулек, лапильей и вулканических бомбочек, погруженных в связующую пелитоморфную стекловатую массу (рис. 69, 70).

Неизмененное вулканическое стекло имеет показатель преломления, значительно меньший показателя преломления пихтового бальзама ($N=1,533$). В то же время результаты произведенных химических анализов указывают на содержание в них SiO_2 в количестве от 61 до 80%. Все это, а также присутствие в туфах и туффитах пирокластов преимущественно кварцевого состава указывает на кислый и средний состав вулканического стекла.

Что касается обломочной примеси, представленной в туфогенных породах зернами главным образом кварца, а также полевых шпатов и иногда хлорита, кремнистых и эффузивных пород, то по своему происхождению она весьма неоднородна. Большая часть обломков отличается угловато-округлыми очертаниями и является, по всей вероятности, нормально осадочными образованиями. Однако встречающиеся иногда зерна с сильно удлинёнными оскольчатыми очертаниями, идентичными пепловым частицам, идиоморфные кристаллы и обломки с оплавленными краями указывают на пирокластический характер части обломочного материала сделать нельзя.

В туфогенных породах нижнего карбона Минусинского прогиба вулканическое стекло обычно в той или иной степени девитрифицировано и замещено альбитом, кварцем, хлоритом, кремнистым и железистым материалом. Измененные участки часто имеют разнообразные очертания и размеры. Легче всего подвергается замещению связующая пепловые частицы стекловатая масса. Поэтому на фоне измененного стекла нередко прекрасно вырисовываются контуры совершенно изотропных частиц. При дальнейшем развитии процесса эти частицы также изменяются, иногда сохраняя первоначальные очертания.

Интенсивное развитие вторичных процессов очень часто приводит к тому, что туфогенные породы почти совершенно и даже нацело теряют пепловую структуру, а первоначальное вулканическое стекло замещается хлоритовым, альбитовым, кварцевым, кремнистым и железистым материалом.

Послекаменноугольные изверженные породы представлены главным образом базальтами, отчасти также габбро-диабазами, образующими дайки или трубообразные тела, весьма редко пластовые залежи преимущественно среди верхнедевонских красноцветных отложений. Отдельные дайки и неки секут также нижнекаменноугольные отложения. Известны дайки, например, в районе оз. Интиколь, пересекающие верхнепалеозойские угленосные отложения, возраст которых по флоре определяется в пределах от среднего карбона до нижней перми. Среди юрских отложений дайки базальтов не обнаружены.

¹ Исключение составляют очень редко встречающиеся, главным образом в алтайской свите, литокластические туфы.

Таким образом, возраст молодых базальтов определяется интервалом времени верхняя пермь—триас, что сближает их с траппами Сибирской платформы.

Протяженность даек варьирует в пределах первых десятков метров при незначительной ширине, в редких случаях достигающей 10—15 м. Трубообразные тела или некки имеют размеры, не превышающие нескольких десятков метров в поперечнике. Стенки даек и некков чаще всего вертикальны. В некоторых случаях, например в районе оз. Учум, дайки группируются в параллельные ряды. Состав молодых базальтов сравнительно однообразен и весьма близок к типичным платобазальтам. Наличие разновидностей базальтов связано с различной степенью вторичных изменений или кристалличностью пород и лишь в редких случаях с незначительным отклонением минералогического состава.

Наиболее обычны совершенно свежие базальты, черной окраски, богатые стекловатым базисом, среди которого рассеяны небольшие кристаллы оливина и реже лабрадора. Основная масса этих пород чаще всего витрофирующая, содержит мелкие лейсты лабрадора и зернышки пироксена. В породах обычны апатит и магнетит, а также вторичные минералы, частично замещающие оливин и пироксен, серпентин, хлорит, серицит, карбонат. В некоторых случаях могут быть отмечены существенные постмагматические изменения молодых базальтов, связанные с почти полным замещением темноцветных компонентов и стекловатого базиса породы вторичными минералами.

Структура базальтов в целом порфирующая, основная масса чаще всего криптокристаллическая или витрофирующая, но в зернистых породах трахитоидная или интерсертальная.

В сильно измененных зернистых породах, близких к габбро-диабазам, около пос. Кожикова (левый берег р. Черного Ююса) встречен анальцит. В некке близ пос. Бараджуль наблюдаются редкие включения совершенно прозрачного стекловатого адуляра.

Для некков, а также для некоторых даек весьма типично присутствие разнообразных инородных включений (ксенолитов), представленных породами, резко отличными от тех, которые вмещают тела молодых базальтов. Эти включения обычно угловатые, иногда округленные, имеют размеры, варьирующие от нескольких миллиметров до 10—15 см.

В некках Бараджульском и «Трех Братьев», расположенных среди красноцветных пород верхнего девона, ксенолиты представлены частично окремневшими серыми мергелями, характерными для среднего девона. Секущий красноцветные породы верхнего девона некк, обнаруженный около совхоза «Камышта» к юго-западу от оз. Учум, наряду с весьма обильными ксенолитами таких же мергелей и известняков, содержит включения зеленовато-серых кремнистых пород, напоминающих кембрийские отложения.

Общая картина связанного с внедрением базальтов выноса клас-тического материала из глубоких горизонтов дополняется наличием среди обломков мелких включений перидотита, состоящих из идиоморфных зерен бутылочно-зеленого оливина и диаллага или авгита. Среди базальтов, выступающих в обрыве невысокой террасы р. Чулыма около д. Кангаровой, такие включения перидотита, достигающие 20—25 см в поперечнике, весьма обильны. В ряде случаев контактовая оторочка таких включений сопровождается закаленной зоной витрофирующего базальта шириной до 5—7 мм. Помимо оливина и пироксена, почти со-

вершенно не затронутых вторичными изменениями, в перидотитовых включениях присутствуют зеленая шпинель и хромит.

Таким образом, неки молодых базальтов Минусинского межгорного прогиба обнаруживают черты сходства с так называемыми трубками взрыва, известными в Южной Африке и на Сибирской платформе. С трубками взрыва их сближают не только морфологические, но и более существенные черты, указывающие на то, что образование базальтовых некков связано с перемещением из глубоких недр к земной поверхности разнородного материала, захваченного магмой в процессе ее внедрения.

Пространственное размещение молодых базальтов в Минусинском межгорном прогибе закономерно. Все известные их выходы сосредоточены в пределах Чулымо-Енисейской (или Северо-Минусинской, как ее иначе называют) впадины, где неки и дайки молодых базальтов полукольцом окружают крупное Копьевское антиклинальное поднятие, расположенное в центральной части этой впадины.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

Магматизм и метаморфизм Западного Саяна изучен еще далеко не достаточно. Наиболее полно изучены ультраосновная интрузия (Усов, 1939; Кузнецов, 1948, 1953; Пинус, 1948, 1950, 1957 и др.) и Маинская плагиогранитовая интрузия (Баженов, 1934; Батов, 1931; Смышляев, 1958 и др.), особенно ее Енисейский плутон; достаточно полно изучен нижнемонокский спилит-кератофировый эффузивный комплекс. Петрохимические особенности, тектоника и прототектоника, история становления, комагматичность, особенности металлогении и ряд других важных вопросов для большинства магматических образований выяснены в самом общем виде. Для некоторых интрузивных тел не уточнено место в стратиграфической колонке.

Наиболее важное значение для познания магматизма и метаморфизма имеют работы И. К. Баженова (1934), В. А. Кузнецова (1933), Г. В. Пинуса (1948, 1952), Ю. А. Кузнецова (1929), А. Г. Сизова (1940, 1953), Т. Н. Ивановой (1958е) и др.

В истории магматизма Западного Саяна можно выделить ряд эпох эффузивной и интрузивной деятельности, приведших к формированию соответствующих эффузивных и интрузивных магматических комплексов. Эти комплексы следующие: джебашский эффузивный комплекс, Когдарская интрузия, нижнекембрийские эффузивы, нижнекембрийский интрузивный комплекс, девонские эффузивы, девонские интрузии, интрузии неопределенного стратиграфического положения.

Джебашский эффузивный комплекс. Джебашская свита (докембрий), как известно, сложена в основном зелеными кристаллическими сланцами эпизоны и мезозоны, в большинстве случаев полностью утрачившими особенности строения и состава исходных пород. В исключительно редких случаях в отдельных разновидностях сланцев сохраняются реликты порфириной структуры, которые совместно с некоторыми особенностями состава этих сланцев свидетельствуют об их происхождении за счет основных и кислых эффузивов и позволяют выделить в составе свиты порфиритоиды и порфириды. Резкое преобладание порфиритоидов над порфиридами в составе свиты объясняется излиянием в джебашское время лав преимущественно основного и среднего состава.

По мнению И. К. Баженова (1934), Н. А. Батова (1931), А. Г. Синова (1940, 1948) и других исследователей, некоторые амфиболиты джебашской свиты возникли за счет основных эффузивов. Возможно, что часть кварцитов и железистых кварцитов джебашской свиты генетически связаны с эффузивной деятельностью джебашского времени.

Когдарская интрузия. Когдарская интрузия представлена единственным плутоном, который располагается в среднем течении р. Когдара, правого притока р. Большой в системе р. Ои. Северная и юго-восточная границы плутона линейные благодаря дизъюнктивным ограничениям. Западная граница, с вмещающими плутоном гранито-гнейсами и мигматитами джебашской свиты, крайне нечеткая, с очень сложной конфигурацией. В плане плутоном имеет вид вытянутого треугольника, ориентированного широтно. В широтном же направлении ориентировано простирание гнейсовой текстуры во вмещающих породах и в самом плутоном.

Когдарский плутоном сложен главным образом кварцевыми альбититами с резко выраженной гнейсовой текстурой. Кроме альбититов, среди пород плутона встречаются породы трондьемит-опдалитового состава. Соотношения всех этих пород между собой не выяснены.

Жильная серия интрузии представлена многочисленными крупными пегматитовыми жилами, располагающимися главным образом вне пород плутона, нередко на расстоянии 15—17 км от ближайшего его контакта. Пегматиты образуют жилы длиной до 200 м и мощностью до 30 м или слагают штокоподобные тела до 20—30 м в поперечнике.

Докембрийский возраст Когдарской интрузии определяется: 1) отсутствием пегматитовых жил и контактовых изменений в породах чингинской свиты нижнего кембрия, находящейся в непосредственном, хотя и дизъюнктивном, контакте; 2) наличием ксенолитов, кристаллических сланцев и амфиболитов в Шушенском плутоном Маинской интрузии; 3) прорывом мелкими плутонами гипербазитовой интрузии пород контактового ореола и Когдарского плутона.

Нижнекембрийские эффузивы. Эффузивы нижнекембрийской эпохи участвуют в сложении чингинской, а также ниже- и верхнемонокской свит.

Эффузивы чингинской свиты представлены главным образом диабазами и диабазовыми порфиритами, слагающими многочисленные покровы или потоки в средней части разреза свиты: ближе к верхам свиты, особенно в восточных разрезах северного склона и в приенисейских разрезах Куртушибинского хребта, встречаются пироксеновые порфириты; очень редко в составе свиты появляются кварцевые порфириты и спилиты. Как правило, все эффузивы сильно рассланцованы и подверглись метаморфизму низших ступеней эпизоны; это делает их похожими на сланцы, от которых они отличаются четко выраженными реликтовыми структурами и составом. Особенно сильные изменения претерпевают диабазы и диабазовые порфириты, преобразованные в диабазовые сланцы.

Эффузивы нижнемонокской свиты наиболее древние, обнажаются в разрезах по р. Большая Шушь, кл. Герасимову и р. Абакану. Они слагаются кератофирами, перемежающимися с пачками туфов, содержащих маломощные пласты кремнистых пород — лидитов и яшм.

Следующая порция эффузивных излияний нижнемонокского времени представлена главным образом спилитами при незначительном:

участи в некоторых разрезах кератофиров и авгитовых порфиритов. Эти породы перемежаются с соответствующими туфами—с гравели-тами, песчаниками, алевролитами, кремненными черно-серыми аргил-литами и лидитами.

Наиболее поздние магматические излияния нижнемонокского вре-мени представлены кварцевыми и бескварцевыми кератофирами. Они сопровождались образованием туфов, мощность которых сопоставима с мощностью эффузивов, а иногда и превышает ее. Кератофиры вер-хов нижнемонокской свиты пользуются сравнительно небольшим рас-пространением, встречаясь в бассейнах рек Бея, Калы, Большая Шушь, Оя, Большой Кебеж, Кызас.

К нижнемонокским относятся, по-видимому, также эффузивы, обна-женные у сел. Средняя Шушь и Субботино по р. Большая Шушь, пред-ставленные спилитами, диабазами и диабазовыми порфиритами.

Спилиты обладают миндалекаменной подушечной текстурой с раз-мером подушек до 0,7 м и темно-зеленой окраской. Внутри подушек, параллельно их поверхности, располагаются красноватые обогащенные гематитом полосы. Гематит местами пропитывает отдельные поверх-ностные участки подушек, в том числе миндалины, придавая породам красноватый оттенок. Нередко миндалекаменная текстура у спилитов отсутствует, и тогда поверхность подушек приобретает плотное афани-товое строение. В этом случае подушечная текстура в обнажениях выражена слабо, так как пространство между подушками выполняется подобным же материалом. Спилиты сопровождаются туфами, тонкооб-ломочными осадочными породами, яшмами и кремнистыми сланцами.

Диабазы и диабазовые порфириты отличаются отсутствием минда-лин, подушечной текстуры и наличием сильно разложенных основных плагиоклазов как в основной массе породы, так и в порфирированных выделениях.

Эффузивы верхнемонокской свиты установлены И. К. Баженовым (1934) и Ю. А. Кузнецовым (1929). Собственно эффу-зивы сравнительно редки, но их туфы, туфобрекчии, а также туфоконгло-мераты и другие туффиты в низах свиты пользуются заметным распро-странением. В составе верхнемонокских эффузивов отмечаются темно-лиловые и светло-зеленые плагиоклазовые порфириты и альбитофиры. Светло-зеленые плагиоклазовые порфириты — плотные породы с афани-товой основной массой, таблитчатыми порфирированными выделениями анде-зина и с псевдоморфозами хлорита по темноцветному компоненту. Имеются мелкие зерна роговой обманки.

Темно-лиловые плагиоклазовые порфириты содержат многочислен-ные выделения плагиоклаза, относящегося к основному андезину или редко к кислому лабрадору. В порфирированных выделениях встречаются зерна пироксена. Плагиоклазы основной массы и порфирированных выделе-ний сильно соссорицированы.

Альбитофиры в составе свиты встречаются крайне редко, но их туфы наблюдаются во многих местах, будучи приуроченными к верхней части верхнемонокской свиты (А. Г. Сивов, 1948, 1955). Альбитофиры имеют светло-зеленую окраску, фельзитовую структуру основной массы и редкие порфирированные выделения альбита и кварца.

Нижнекембрийский интрузивный комплекс. Нижнекембрийский ин-трузивный цикл протекал в два этапа, близко следующих друг за дру-гом. В ранний этап возникали серпентиниты, перидотиты, пироксениты, а в поздний — габбро, габбро-диориты, диориты. Породы обоих этапов

встречаются как в близкой пространственной ассоциации, так и обособленно друг от друга.

Плутоны этого интрузивного комплекса приурочены преимущественно к породам чингинской свиты, а мелкие плутоны серпентинитов располагаются среди пород джебашской свиты и рвут Когдарский плутон. Для пород первого этапа характерно широкое распространение серпентинитов, образующих цепочки длинных вытянутых плутонов, нередко приобретающих характер межпластовых залежей.

Серпентиниты представлены хризотилowymi и антигоритовыми разновидностями и благородными змеевиками; нередко серпентиниты превращены в серпентинитовые и тальковые сланцы.

Перидотиты и пироксениты встречаются всегда совместно с серпентинитами. Среди перидотитов чаще всего встречаются гарцбургиты, значительно реже — верлиты и лерцолиты, дуниты же совсем редки. Все эти породы в той или иной мере серпентинизированы. Пироксениты менее всего подвергаются серпентинизации, но количество их в составе пород этого этапа сравнительно мало.

Габбро, габбро-диориты и диориты часто ассоциируют с серпентинитами и перидотитами в виде рассекающих их отдельных вытянутых плутонов или даек. Плутоны этих пород встречаются вне поля развития перидотитов и серпентинитов. Таковы, например, плутоны Каирской метадиоритовой интрузии.

Все перечисленные породы характеризуются серой окраской, мелко- или среднезернистым строением, массивным у габбро и гнейсовидным у габбро-диоритов и диоритов сложением. Они слагаются моноклинным пироксеном, роговой обманкой, основными и средними плагиоклазами, в различных сочетаниях и в различных пропорциях. Пироксены часто уралитизированы и хлоритизированы, роговая обманка хлоритизирована, а плагиоклазы соссюритизированы. В диоритах иногда появляется кварц.

Маинская интрузия впервые выделена и описана И. К. Баженовым (1924, 1934). Позднее она неоднократно изучалась многими исследователями (Батов, 1931; Полетаева и Шатров, 1936; Сивов, 1948; Смышляев, 1958). Плутоны Маинской интрузии располагаются среди пород нижнемонокской свиты и всех более древних толщ. Верхняя стратиграфическая граница этой интрузии установлена по находкам галек ее пород в конгломератах верхнемонокской свиты (конец нижнего кембрия) и арбатской свиты (верхний кембрий).

Формы и размеры плутонов интрузии разнообразны. Наиболее крупный и наиболее хорошо изученный собственно Маинский, или Енисейский плутон протягивается на 100 км вдоль северного склона Западного Саяна от р. Большая Шушь на востоке почти до р. Абакана на западе; ширина его не превышает 10—11 км. Длинной своей осью плутон ориентирован согласно с простираем вмещающих его пород нижнемонокской свиты, а северной границей его на большом протяжении является региональный разлом, отделяющий складчатую зону Западного Саяна от Минусинской межгорной впадины, и только в крайней восточной части породы интрузии трансгрессивно перекрываются девонскими эффузивно-осадочными образованиями. Южная граница плутона имеет сложные очертания, так как здесь плутон еще не полностью отпрепарирован денудацией. Это же обстоятельство, в частности, свидетельствует о неглубоком денудационном срезе интрузии. В общем, Енисейский плутон имеет дайкообразную форму, свойствен-

ную интрузиям трещинного типа, к которым он и относится. Подобную же форму имеет и Кирсинский плутон. Хамардайский и Салбинский плутоны характеризуются хотя и вытянутыми по простиранию вмещающих пород, но более изометричными очертаниями в плане при общей лакколитообразной форме тела. Вытянутую, но еще более причудливую в плане форму имеют Сизинский и Шушенский плутоны; в вертикальном разрезе они характеризуются сложной лакколитоподобной формой. Более мелкие тела имеют форму даек, штоков, жил.

Контакт интрузивных тел с вмещающими породами в большинстве случаев четкий, резкий, и только у Сизинского и Шушенского плутонов он приобретает сложную конфигурацию за счет послонных инъекций по сланцеватости во вмещающие породы джебашской свиты.

Интрузия характеризуется пестрым составом. В. Н. Смышляев выделяет пять последовательных внедрений:

- 1) габбро-нориты, габбро, амфиболовые габбро, горнблендиты;
- 2) гранодиориты, плагиограниты, плагиогранит-порфиры;
- 3) биотитовые серые плагиограниты;
- 4) красные щелочные граниты и альбититы;
- 5) микрограниты и пегматиты.

Перечисленные разновидности слагают в различных количественных соотношениях и другие плутоны Маинской интрузии. Хамардайский плутон в основном сложен породами первой фазы при значительном участии пород второй и пятой фаз. Салбинский плутон слагается преимущественно породами четвертой фазы, а породы всех остальных фаз играют в его составе ничтожную роль. Сизинский плутон слагается первыми тремя разновидностями, присутствующими в приблизительно равных пропорциях. В Шушенском плутоне преобладают альбититы, но есть и более основные разновидности, вплоть до габбро. Утинская интрузия представляет собой только наиболее древнюю фазу Маинской интрузии. Многочисленные мелкие тела этой интрузии слагаются породами второй и третьей фаз и их контаминированными разновидностями.

Габбро, габбро-нориты, амфиболовые габбро, горнблендиты связаны между собой взаимопереходами, слагаясь различными количествами плагиоклаза (№ 82—85), диопсида, бронзит-гиперстена, зеленой роговой обманки и вторичного актинолита. Породы чаще имеют крупнозернистое строение и плотное сложение; в приконтактных частях плутонов отмечаются плоско-параллельные текстуры течения.

Гранодиориты, плагиограниты, плагиогранит-порфиры слагаются крупными, часто идиоморфными зернами кварца (до 60% в плагиогранитах), кислыми плагиоклазами, резко преобладающими над калиевыми полевыми шпатами и ничтожными количествами роговой обманки или биотита. Породы, характеризующиеся микропегматитовой и гранофировой структурами, обычно порфириовидны, массивны, нередко обладают текстурой течения.

Биотитовые серые плагиограниты отличаются от предыдущих равномерно-среднезернистым строением и повышенным содержанием биотита.

Щелочные граниты отсутствуют в большинстве плутонов, но почти нацело слагают Салбинский плутон, в породах которого калиевый полевой шпат резко преобладает над остальными компонентами — кварцем, роговой обманкой и биотитом.

Микрограниты и пегматиты встречаются в виде даек и других секущих тел, а пегматиты — в виде «выпотов», присутствующих во всех плутонах, но не достигающих сколько-нибудь заметного развития. Срав-

нительно часто секущие дайки микрогранитов и аплитов встречаются в Салбинском плутоне.

Девонский эффузивный комплекс. Небольшие поля девонских эффузивов, встречающихся в вершинах рек Амыла и Семиречки, ничем не отличаются от нижнедевонских эффузивов смежных межгорных впадин.

Кроме эффузивных пород, в Западном Саяне достаточно широко распространены дайковые породы девонского возраста. К ним относятся отдельные дайки лабрадоровых порфиритов, распространенных почти повсеместно.

Кроме лабрадоровых порфиритов, вероятный девонский возраст имеют также некоторые дайки диабазов, диорит-диабазов, диабазовых и авгитовых порфиритов. Их девонский возраст определяется незначительными вторичными изменениями и аналогией с подобными дайковыми и эффузивными образованиями Минусинской котловины.

Девонские интрузии. В Западном Саяне девонский возраст имеют, по крайней мере, три интрузии, из которых две располагаются в пределах салаирско-каледонской складчатой зоны Западного Саяна, а третья находится уже в пределах Минусинской межгорной впадины.

Абазинская интрузия представлена плутонами альбитизированных андезитов и олигоклазитов (Довгаль, 1958; Кузнецов, 1929; Усов, 1918 и др.), обнажающимися в районе с. Абаза. Она, вероятно, является наиболее ранней среди девонских интрузий. Интрузия прорывает эффузивы нижнего девона Минусинского прогиба. Верхняя возрастная граница интрузии определяется по находке галек ее пород в конгломератах аскизской свиты живетского яруса Минусинской котловины (Довгаль, 1958).

Плутоны акольской интрузии, выделенной А. Г. Сивовым (1940) в Куртушубинском антиклинории, наблюдаются в пределах южного и северного склонов Западного Саяна и отсутствуют в его центральных частях. Как правило, это небольшие штоки и дайки, встречающиеся изолированно или группами. Таковы тела этой интрузии по р. Шугуру, по р. Ургуну и ее притокам, по р. Большая Шушь выше и ниже устья р. Средняя Шушь, по р. Малая Шушь в районе Малошущенского прииска и т. д. В большинстве случаев эти штоки и дайки слагаются мелкозернистыми диоритами и только у более крупных плутонов (Шугурского) отмечаются уклонения в составе в сторону щелочных и основных пород, вплоть до сиенитов и габбро.

Плутоны Акольской интрузии прорывают живетские отложения Минусинской котловины, что и определяет ее нижнюю возрастную границу. Вместе с тем Акольская интрузия имеет более древний возраст, чем Джойская. Следовательно, время ее формирования приходится на конец среднего — начало верхнего девона.

Плутоны Джойской гранитной интрузии (сютхольский комплекс, по Т. Н. Ивановой) широко распространены в Западном Саяне и не обнаруживают приуроченности к каким-либо определенным структурам. В плане они имеют неправильные, обычно изометричные очертания; только у отдельных плутонов, например у плутона Большой порог¹, они несколько вытянуты в направлении простирания вмещаю-

¹ Т. Н. Иванова (1958) выделяет в Западном Саяне особый большепорожский комплекс гранитоидов, прорывающих отложения ордовика и низов силура, причем галька гранитоидов присутствует в конгломератах венлока. Расчленение и уточнение возраста гранитоидных интрузий Западного Саяна, очевидно, дело будущего. *Прим. ред.*

щих толщ. Характер контактов с вмещающими породами заставляет полагать, что плутоны имеют форму крупных лакколитов или даже батолитов.

Последние слагаются главным образом различными гранитоидами, среди которых наиболее распространенной и типичной разностью является порфириовидный гранит, слагающий, в частности, Джойский плутон, плутон гольца Копен, гольца Атбук и ряд других. Имеются плутоны, в которых преобладают плагиограниты, как например, в плутоне Большой порог и гольца Повозки. В состав Джойской интрузии А. С. Митропольский включает также Сайлюгемский плутон, сложенный существенно тоналитами и в меньшей степени порфириовидными адамеллитами и гранитами. Буйбинский плутон слагается порфириовидными гранитами, щелочными гранитами и адамеллитами.

В краевых и апикальных частях многих плутонов отмечаются более основные разности — диориты, габбро-диориты и даже габбро.

Все перечисленные породы, как правило, средне- и грубозернисты и массивны; только в краевых частях плутонов и у пород основного ряда, возникших, скорее всего, в результате контаминации, появляется гнейсовая текстура. Наиболее типичные породы — слюдяные или двуслюдяные порфириовидные граниты — содержат крупные кристаллы калиевого полевого шпата, обычно грубо пертитизированного. Этим разновидностям часто свойственно пегматоидное строение.

Жильная серия интрузии представлена крайне редкими дайками гранит-порфиоров, не выходящими за пределы контактовых ореолов плутонов, а также малочисленными жилами аплитов и пегматитовыми шширами в пределах интрузивных тел.

Плутоны Джойской интрузии прорывают и метаморфизуют породы докембрия, кембрия, силура, нижнего девона Усинской котловины и плутоны Акольской интрузии, чем и определяется нижняя стратиграфическая граница ее возраста. Верхний предел возраста интрузии устанавливается наличием галек ее пород в базальных конгломератах карбона Минусинского прогиба. Следовательно, формирование интрузии происходило в течение фаменского и, может быть, начала турнейского веков.

Интрузии неопределенного стратиграфического положения. До сих пор точно не установлено стратиграфическое положение Анзасской интрузии, плутона, обнажающегося в приустьевой части долины р. Арбата, Камжарской интрузии сиенитов и многочисленных штоков и даек, пересекающих породы нижнего палеозоя Западного Саяна.

Анзасская интрузия образует вертикальный трещинный плутон с крупным раздувом в западной его оконечности и залегает среди пород докембрия и нижнего кембрия в бассейне рек Оны и Кызаса. По данным Г. В. Полякова (1958), становление интрузии происходило в три фазы. В первую — внедрилась магма габброидного состава; вторая фаза характеризуется появлением альбититов, третья — альбит-порфиоров. Кроме того, очень большим распространением пользуются метасоматические альбититы — продукты замещения габбро.

Соотношение интрузии с породами, моложе нижнекембрийских, неизвестно. По сходству в минералогическом составе, по связи их с базальтоидной магмой, по характеру контактового воздействия на вмещающие породы и металлогении Анзасская интрузия условно сопоставляется с Абазинской. Возможными аналогами этой интрузии могут яв-

ляться Акольская интрузия Западного Саяна (см. выше) и так называемый таргалыкский комплекс Тувы.

Плутон, обнажающийся в приустьевой части долины р. Арбата, представляет собой не единое тело, а целую серию тесно сближенных крупных даек и штоков, залегающих среди пород верхнемонокской и арбатской свит. Дайки и штоки слагаются темно-серыми, почти черными средне- и мелкозернистыми массивными габбро и габбро-диоритами, без каких-либо заметных вторичных изменений. Свежий облик пород позволяет говорить об их послекембрийском возрасте.

Камжарская сиенитовая интрузия представлена одноименным плутоном и плутоном Сосновый Нос. Это небольшие штоки, прорывающие породы нижнемонокской и чингинской свит кембрийского возраста. Они слагаются средне-, мелко- и равномернозернистыми красноватыми сиенитами, состоящими существенно из калиевого полевого шпата и небольшого количества обыкновенной роговой обманки и авгита. Контакты плутонов Соснового Носа задернованы; в контакте Камжарского плутона эффузивы нижнемонокской свиты испытывают интенсивное ороговикование и археоциатовые известняки превращаются в диопсидовые скарны с сульфидной минерализацией.

Кроме перечисленных интрузий, неустановленное стратиграфическое положение имеют многочисленные дайки и мелкие штоки самого разнообразного состава. Вероятно, большинство из них представляет жильную серию известных интрузивных и эффузивных комплексов. Вместе с тем несомненно, что некоторые из них являются самостоятельными образованиями, возникшими на разных, в том числе и наиболее поздних, этапах геологического развития Западного Саяна.

Метаморфические процессы. В Западном Саяне широко развиты метаморфические толщи, испытавшие в разные геологические эпохи региональный метаморфизм. Локально метаморфизованные породы приурочены к контактовым зонам различных интрузий.

Региональный метаморфизм имел наиболее раннее проявление в докембрии, приблизительно одновременно с формированием складчатых структур джебашской свиты. В результате метаморфизма этого времени произошло полное обновление минералогического состава, текстур и структур пород джебашской свиты, представленных в настоящее время однообразными зелеными сплоенными кристаллическими сланцами с ярко выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Главными пороодообразующими минералами этих сланцев являются хлорит, серицит, эпидот, актинолит, кварц, кальцит, альбит; в амфиболитах встречается обыкновенная роговая обманка. Метаморфизм проявился исключительно равномерно на огромной площади — от истоков р. Амыла и р. Казыр на востоке до вершины р. Абакана на западе. По совокупности признаков этот метаморфизм соответствует эпизоне.

В докембрии же региональный метаморфизм пород джебашской свиты был местами усилен воздействием докембрийских гранитных интрузий, в частности Когдарской, с образованием двуслюдистых, слюдисто-гранатовых, амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, диорито- и гранито-гнейсов, мигматитов. Этот тип метаморфизма может рассматриваться как контактовый.

Главными пороодообразующими минералами в перечисленных выше породах являются альбит, кварц, амфибол, плагиоклазы, калиевый по-

левой шпат, диопсид, мусковит, биотит, гранат; в некоторых разновидностях пород встречаются дистен и силлиманит; в амфиболитах обилеи сфен. Этот комплекс минералов типичен для пород мезозоны. Усиление метаморфизма пород джебашской свиты до степени мезозоны отмечается в бассейнах рек Когдара, Большая и Средняя Шушь, для верховьев р. Абакана, в Сабинском хребте и в других местах.

Второе проявление регионального метаморфизма отмечено в Западном Саяне для ранней эпохи кембрия. Этот этап метаморфизма, поражающий породы чингинской свиты, также имел интенсивность эпизоны, но рядом особенностей резко отличается от метаморфизма докембрия. Ему свойственно рассланцевание пород и отсутствие кристаллизационной сланцеватости, малые размеры новообразованных минералов (сотые доли миллиметра), среди которых хлорит, эпидот, серицит наиболее распространены, а амфибол и альбит встречаются значительно реже, хорошая сохранность текстур и структур исходных пород. Внешне метаморфизм пород выражается в их рассланцевании и зеленой окраске и поэтому для наименования этих пород используются терминами осадочной и магматической петрографии, добавляя к ним определение «рассланцованный» или «метаморфизованный».

В пределах северного склона Западного Саяна более молодые толщи, вероятно, не подвергаются метаморфизму. В центральных и южных частях Западного Саяна региональный метаморфизм имел место и в ордовике. Песчано-сланцевые толщи ордовика подвергались рассланцеванию и метаморфизму эпизоны. Метаморфизм проявляется в развитии хлорита, серицита и эпидота главным образом за счет пелитовой составляющей этих пород. Алевритовые и песчаные частицы преобразованиями не затрагиваются.

Первичная слоистость пород часто сохраняется даже в том случае, если она сечется вкрест сланцеватостью.

Вблизи крупных дизъюнктивных нарушений или в зонах контактового ореола различных интрузий породы ордовикского возраста претерпевают более глубокие преобразования, нередко приобретая сходство со сланцами джебашской свиты. Одновременно в составе ордовикских отложений часто встречаются не затронутые метаморфизмом сланцы и песчаники, перемежающиеся в виде маломощных пачек с метаморфизованными разностями и сменяющиеся ими по простиранию (Баженов, 1934). Постепенная смена по простиранию неизменных пород ордовика хлорит-серицитовыми сланцами указывается Г. А. Кудрявцевым (1949, 1950, 1952) на южном склоне Куртушубинского хребта.

Контактный метаморфизм Когдарского плутона, его характер, интенсивность и масштабы резко отличают Когдарскую интрузию от остальных интрузивных образований Западного Саяна.

Весьма слабое воздействие оказывают на вмещающие породы плутоны нижнекембрийского магматического комплекса.

В контакте с серпентинитами вмещающие породы в редких случаях обнаруживают окварцевание, карбонатизацию и оталькование, чаще же они не несут видимых изменений. В приконтактных частях серпентинитовых массивов в ряде мест возникают своеобразные породы, состоящие из карбонатов кальция, магния и железа с небольшой примесью серпентина, талька и силикатов никеля.

Контактное воздействие габбро, габбро-диоритов и диоритов, входящих в этот же интрузивный комплекс, заключается в слабом орогоживании и пиритизации вмещающих пород.

Как правило, не вызывают заметных преобразований вмещающих пород и плутоны Маинской интрузии. У большинства плутонов, располагающихся среди кембрийских толщ, ореол контактово-измененных пород невелик, а контактовые изменения вмещающих пород выражаются в их эпидотизации, хлоритизации, незначительном окварцевании, а местами в обильной импреньяции пиритом и другими сульфидами; в эффузивных породах развивается актинолит. У Шушенского и Сизинского плутонов, а также у плутона Рябого Таскыла, расположенных в поле кристаллических сланцев эпизоны джебашской свиты, контактовое воздействие заключается в ороговикании пород, их перекристаллизации, обильном развитии биотита и появлении редких зерен пирита и магнетита. Ширина контактового ореола по простираанию сланцев джебашской свиты в 5—10 раз больше ширины ореола вкрест простираания вмещающих пород.

Более интенсивно воздействие на вмещающие породы у плутонов Джойской интрузии. Вокруг плутонов интрузии повсюду имеется широкий ореол биотитовых роговиков. Близ контакта часто образуются своеобразные породы, описанные И. К. Баженовым (1931) как биотитовые и мусковит-хлоритовые гнейсы, возникающие за счет послышной инъекций кварцево-полевошпатового вещества во вмещающие сланцевые породы. Не менее характерна для джойской интрузии, особенно для ее крупных плутонов, альбитизация вмещающих пород с одновременным развитием кварца, актинолита, эпидота, хлорита, магнетита, серицита и реже пироксена.

Подобные изменения развиваются преимущественно в рассланцованных породах докембрия и силура. Таков характер контактового воздействия, в частности, у Буйбинского плутона.

Плутоны Акольской интрузии в силу своих небольших размеров не вызывают заметных преобразований вмещающих пород; последние подвергаются окварцеванию, ороговиканию и эпидотизации. Контактво-измененные породы в свою очередь нередко пересекаются кварцевыми жилами с сульфидами меди, никеля, кобальта и самородным золотом и серебром (кл. Акол, рч. Шугур и др.).

Абазинская интрузия вызывает резкую хлоритизацию и альбитизацию вмещающих пород с одновременным развитием актинолита, эпидота и рудных минералов, среди которых магнетит бывает особенно обилен и дает рудные концентрации (Абаканское месторождение). Подобный характер контактового воздействия отмечается и у Анзасской интрузии. Для нее также характерно проявление процессов аутометаморфизма, приводящих к альбитизации ее пород.

ОБЩАЯ СВОДКА

История развития громадной территории, в пределах которой сейчас расположен Красноярский край, очень сложна и длительна и оказывается неодинаковой для различных ее частей.

В этой истории можно наметить несколько крупных эпох, отвечающих законченным тектоно-магматическим циклам, каждая со своим характерным магматизмом. Этими эпохами являются: 1) архей, 2) нижний протерозой; 3) верхний протерозой — нижний палеозой; 4) средний и верхний палеозой; 5) верхний палеозой — нижний мезозой.

Образования условно архейского возраста известны только в составе фундамента Сибирской платформы и выступают из-под плаща

платформенных отложений только в Анабарском массиве и в южной части Енисейского кряжа, а за пределами Красноярского края — в Алданском щите. Повсюду для архея характерен комплекс кристаллических сланцев, отличающийся минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов. Судя по составу, структурам и условиям залегания, этот комплекс образовался в результате глубинного метаморфизма осадочных или эффузивно-осадочных толщ, пронизанных еще до метаморфизма основными интрузиями. Метаморфизм сопровождался селективным плавлением с образованием мигматитов и лейкократовых пегматоидных обособлений, а также аляскитовых гранитовидных пород. В некоторых же случаях палингенез захватывал значительные участки кристаллических сланцев с образованием крупных масс пород чарнокитового и норит-анортозитового типов. Эти весьма своеобразные породы отвечают по своему составу гранитам, сиенитам, сиенит-диоритам, диоритам и норитам и, наконец, лабрадоритам, но отличаются гранобластическими структурами, а также минералогическим составом, тождественным с составом вмещающих кристаллических сланцев. Они являются продуктами палингенеза, происшедшего во время глубинного метаморфизма комплекса архейских кристаллических сланцев.

Архейский комплекс кристаллических сланцев юга Енисейского кряжа прорван гранитной интрузией, вызвавшей наложенный метаморфизм со снижением его степени, а на Анабаре отмечается интрузия анортозитов. Обе интрузии относятся к архею.

Области развития архейских кристаллических сланцев и особенно контактовые зоны верхнеархейских гранитоидов интересны своей монацитонностью. С анортозитами могут быть связаны титаномагнетитовые месторождения. Наконец, есть указания на присутствие в составе архейской метаморфической толщи Енисейского кряжа существенно магнетитовых кристаллических сланцев, вероятно, первичноосадочного происхождения.

Необходимо отметить здесь же, что подобный комплекс совершенно отсутствует в составе выступов древнейших пород на Таймыре и в Алтае-Саянской складчатой области. Это объясняется или полным отсутствием архея в этих структурах, или глубокой переработкой архейских кристаллических сланцев в результате проявления более молодого, вероятно всего нижнепротерозойского, магматизма.

В конце архея или начале протерозоя имела место кардинальная перестройка структур земной коры; тогда были заложены и новые геосинклинали, развивавшиеся только по окраинам платформы на территориях, вероятно занятых в то время корой океанического типа. Характерным, например, является то обстоятельство, что на Анабарском выступе фундамента платформы нижний протерозой вообще отсутствует и непосредственно на архее лежат почти горизонтально отложения синия, имеющие здесь платформенный характер и перекрывающиеся согласно нижним кембрием.

Нижнепротерозойские геосинклинали, видимо, занимали огромные площади, соответствующие всему Таймыру и всей или почти всей Алтае-Саянской области. Состав выступов нижнего протерозоя дает основания говорить об очень большой длительности его формирования, соответствующей нескольким или многим геологическим периодам и законченному тектоно-магматическому циклу. В течение этого цикла имели место и эффузивная деятельность ранних этапов развития геосинклиналей, и пластовые интрузии основного состава, и интенсивно проявлен-

ный гранитный магматизм, возможно неоднократный, сопровождающийся глубоким метаморфизмом вмещающих пород. Результатом этого явилось образование в отдельных случаях гранитных мигматитов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации глубинности.

Нижепротерозойские метаморфические и магматические комплексы пользуются широким развитием только по окраинам платформы (на Таймыре, на северо-восточной окраине Восточного Саяна, в Прибайкалье и т. д.). Дальше от платформы, например в Восточном и Западном Саянах, на Алтае, они встречаются только в виде обрывков, образуя жесткие глыбы типа средних массивов или выступая в ядрах крупных антиклинальных структур.

К сожалению, степень изученности нижепротерозойского магматизма и метаморфизма, так же как и изученность стратиграфии нижнего протерозоя, еще очень невелика. Даже выделение его во многих случаях производится совершенно условно. И все же при сравнении степени интенсивности проявления метаморфизма и гранитного магматизма в различных районах развития нижнего протерозоя устанавливается следующая закономерность. Интенсивный гранитный магматизм и тесно связанный с ним метаморфизм, выразившийся в образовании кристаллических сланцев амфиболитовой фации, свойственен только нижнему протерозою Таймыра, Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау (а также Сангилену в Туве). Выступы метаморфического докембрия в Западном Саяне и Горном Алтае, т. е. в значительном удалении от платформы, характеризуются слабым развитием гранитных интрузий, причем степень метаморфизма здесь обычно отвечает фации зеленых сланцев. Иначе говоря, интенсивный магматизм и метаморфизм нижнего протерозоя отмечается только в зоне, примыкающей к платформе. Этим обстоятельством, видимо, в какой-то мере обусловлено сравнительно кратковременное существование ее в качестве подвижной зоны. Специфическим типом месторождений полезных ископаемых для нижепротерозойского магматизма являются пегматиты с мусковитом (месторождения Бирюсы и Енисейского кряжа).

Следующий большой геосинклинальный или тектоно-магматический цикл начинается с верхнего протерозоя (синий). В Красноярском крае образования этого геосинклинального цикла пользуются широким развитием. Ими в основном сложены Таймырская и Саяно-Алтайская складчатые области. Верхнепротерозойские геосинклинали были заложены на выровненной поверхности только что сформированной молодой платформы. Этим и объясняется, что в синий-палеозойских складчатых структурах в антиклиналях иногда выступают нижепротерозойские метаморфические и магматические комплексы, а в развитии этих складчатых структур чувствуется некоторая унаследованность, зависимость истории развития отдельных структурно-фациальных зон от степени жесткости фундамента. Образования верхнего протерозоя в ряде случаев структурно не отделимы от кембрийских, представлены теми же или близкими фациями, и тогда история нижнего палеозоя оказывается непосредственным продолжением истории верхнего протерозоя. Таким образом, видимо, все посленижепротерозойские подвижные зоны Алтае-Саянской складчатой области и Таймыра были заложены более или менее одновременно — в начале верхнего протерозоя. Но полная консолидация их и наступление режима молодой платформы имели место в разных структурных зонах в разное время, причем об-

		Платформа	Байкалиды	Салаириды	Переходная зона	Каледониды (зап. Саян)	Каледониды с наложенными восточными вторичными геосинклиналями (Горный Алтай)	Область длительного многофазного развития (Салаир)	Вырисицы	Магматические циклы
		с наложенными межгорными прогибами								
Триас										IV
Пермь	Верхняя									III
	Нижняя									
Карбон	Верхний									
	Средний								AA?	
Девон	Верхний									
	Средний					?				
	Нижний									
Силур	Верхний					?				
	Нижний						?			
Ордовик	Верхний						?			
	Нижний						?			
Кембрий	Верхний									
	Средний									
	Нижний									
Верхний протерозой						?	?			
Нижний протерозой					?	?				
Архей										I



Рис. 71. Схема истории магматизма в главных структурных зонах Алтае-Саянской складчатой области

1 — кристаллические сланцы, преимущественно основного и среднего состава; 2 — спилит-кератофировая формация с преобладанием основных лав; 3 — спилит-кератофировая формация с преобладанием кислых лав; 4 — порфировит-ортофировая формация (андезит-дацитовая и базальт-трахитовая); 5 — габбровая формация; 6 — гипербазитовая формация; 7 — габбро-монзонит-сиенитовый тип габбро рондных интрузий; 8 — габбро-плагиигранитный формационный тип; 9 — батолитовые гранитоидные интрузии; 10 — интрузии щелочных гранитов и сиенитов; 11 — интрузии щелочных гранитов и сиенитов; жирной линией, местами пунктиром, показано время полной консолидации подвижной зоны и переход ее к платформенному режиму

щий характер и история магматизма в этих зонах оказываются различными.

В строении Алтае-Саянской области могут быть выделены складчатые зоны различного возраста и времени консолидации, с неодинаковой историей развития и, следовательно, с различным набором осадочных и магматических формаций (рис. 71). В. А. Кузнецов (1954) предлагает выделять салаирское (кембрийские), каледонские, ранневарисские и поздневарисские складчатые и складчато-глыбовые структуры. Другие исследователи предпочитают ограничиваться выделением только каледонских и герцинских структур, различая (Унксов, для каледонских структур зоны ранней их стабилизации, вполне соответствующие салаиридам, и поздней стабилизации, соответствующие каледонидам. Иначе говоря, в различных схемах геотектонического районирования по существу выделяются одни и те же элементы. Отличия сводятся в основном к терминологии, хотя иногда замечается и различное понимание тектонической позиции того или иного элемента. В настоящее время намечается возможность несколько детализировать это геотектоническое районирование и выделить внутри зоны салаирид зону байкалид и переходную зону между зонами салаирид и каледонид. Каждая из этих зон характеризуется некоторыми особенностями развития, и в частности, особенностями магматизма.

Зоной наиболее ранней консолидации является зона проявления байкальской складчатости, непосредственно прилегающая к платформе и охватывающая Туруханскую зону складок, Енисейский краж и северо-восточную окраину Восточного Саяна. Эта зона частично перекрыта чехлом платформенного нижнего кембрия и отложениями Западно-Сибирской низменности. В пределах ее эффузивный магматизм начальных этапов развития верхнепротерозойской геосинклинали проявлен очень слабо или совсем не проявлен (внутренняя по отношению к платформе субзона), основные интрузии практически отсутствуют (есть только редкие дайки и пластовые залежи диабазов), а гипербазитовые — проявлены крайне незначительно. Гранитоидный же магматизм проявился достаточно интенсивно уже в конце верхнего протерозоя, причем в нижнем кембрии в пределах этой зоны установился платформенный режим; пестроцветный нижний кембрий ложился трансгрессивно на дислоцированный верхний протерозой (синий) и на размытые к этому времени верхнепротерозойские гранитоидные интрузии. Проявление послекембрийского магматизма также имело место, но он носил уже платформенный характер — это мелкие штоки и дайки щелочных и субщелочных пород, по-видимому, нижедевонского возраста, а также редкие интрузии траппового комплекса.

Область, включающая юго-западную часть Восточного Саяна, большую часть восточных склонов Кузнецкого Алатау, восточную часть Горной Шории и бассейн р. Лебеди, а также, вероятно, и Прителецкий Алтай, развивалась существенно иначе и дольше существовала как подвижная зона. В пределах ее (именно ее следует выделять под названием области салаирской складчатости или зоны ранней стабилизации каледонид) геосинклинали режим сохранялся в течение всего верхнего протерозоя, нижнего и, может быть, начала среднего кембрия. За это время здесь не менее четырех раз имела место вулканическая деятельность в верхнем протерозое и в кембрии с образованием эффузивных толщ, в большинстве случаев несущих явные черты спилит-кератофировых формаций. При этом в крупных синклиналиных структурах

граница между верхним протерозоем и нижним кембрием проводится условно внутри фациально однородной толщи.

Для интрузивного магматизма этой зоны типичным является прежде всего полное отсутствие верхнепротерозойских гранитоидов, синхронных гранитоидам соседней Енисейско-Протеросаянской зоны, что, вероятно, обусловило сохранение здесь геосинклинальных условий в нижнем и начале среднего кембрия.

Наиболее ранней является интрузия габброидного состава, известная в Хакасии под названием Буйской интрузии или правильнее — буйского интрузивного комплекса, а на западном склоне Кузнецкого Алатау — под названием интрузии авгитовых диоритов. Этот интрузивный комплекс тесно пространственно, во времени и генетически связан с нижнекембрийскими эффузивами и имеет ясно выраженный гипабиссальный — субвулканический характер, отличаясь и слабой дифференцированностью. Примечательной особенностью является его золотоносность.

Гипербазитовые интрузии в пределах этой зоны отсутствуют совсем, так как ультраосновные породы относятся к другим формационным типам.

Более молодая габброидная интрузия, близкая по возрасту эффузивам среднего кембрия, отличается, напротив, сильной дифференцированностью, причем на восточных склонах Кузнецкого Алатау она установлена и описана в двух проявлениях: в виде интрузий габбро-монцонит-сиенитового состава (когтахский тип) и интрузий габбро-плагиогранитного состава (тейский тип). Вопрос о взаимоотношениях их не решен. Вероятно, тот и другой тип габброидных интрузий более или менее одновременен, но проявляется в различной тектонической обстановке. Для описываемой зоны салаирид более типичен габбро-монцонит-сиенитовый тип интрузий, достаточно широко развитый и в Кузнецком Алатау, и в Восточном Саяне. Габбро-плагиогранитные интрузии тейского типа в данной зоне мало распространены, хотя возможно, что они иногда неправильно причленяются к более молодой гранитоидной интрузии в качестве наиболее ранней ее фазы.

Конец среднего или верхний кембрий был эпохой массового развития в пределах зоны собственно салаирид гранитоидных батолитовых интрузий, занимающих не менее 50% всей ее площади и известных под названием Тигертышского, Аскизского, Карлыганского, Караташского и Улень-Туимского массивов. Наиболее распространенными типами пород являются гранодириты, граниты, граносиениты. В эндоконтактах распространены гибридные диориты и более основные типы. Характерна дополнительная инъекция лейкократовых гранитов в виде системы пересекающихся жил. Имеются основания полагать, что именно эта интрузия обусловила консолидацию данной зоны, которая с этого времени приобрела черты молодой платформы. Доказательством этого предположения является полное отсутствие в данной зоне отложений верхнего кембрия, а также то обстоятельство, что ордовикские отложения в районе Саралы и в Лебедском гребне, а также в восточной части Тувы залегают полого и резко несогласно на кембрии и кембрийских гранитах, имея уже платформенный характер. Никаких проявлений магматической деятельности, достоверно относящихся к ордовикскому и силурийскому периодам в зоне ранней стабилизации каледонид, не установлено.

К описанной зоне салаирид с запада примыкает неширокая переходная зона, выделяющаяся недостаточно четко. История ее развития почти повторяет историю развития только что описанной зоны, отличаясь лишь некоторыми деталями. Эта зона охватывает западную часть Мариинской тайги и Горной Шории. Близкую, но не тождественную историю имеет северная окраина Западного Саяна. В пределах этой зоны геосинклинальный характер свойственен не только отложениям всего верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия, но также изредка встречающимся отложениям верхнего кембрия и ордовика, причем последние испытали соответственно и геосинклинальную складчатость полного типа. Таким образом, эта зона существовала как подвижная несколько дольше, чем зона салаирид. Она также была областью наиболее интенсивных погружений в нижнем кембрии, отложения которого отличаются здесь большой мощностью и более глубоководными осадками. Эта зона максимальных прогибов была вместе с тем и зоной отчетливого проявления глубинных разломов.

Магматизм этой переходной зоны очень похож на магматизм зоны собственно салаирид, хотя и отличается рядом особенностей. Здесь также в верхнем протерозое и кембрии известны спилит-кератофировые формации, но наиболее молодая эффузивная толща, которую обычно относят к среднему кембрию, образовалась в наземных условиях и принадлежит к типу андезит-дацитовых формаций.

Известны здесь и более древние, нижекембрийские слабодифференцированные интрузии буюского типа (интрузия авгитовых диоритов и диабазов) и более молодые (средний кембрий) дифференцированные интрузии. Среди этих молодых интрузий известны и габбро-монцонитсиенитовый и габбро-плагιοгранитные типы. В Западном Саяне вероятным их эквивалентом являются существенно плагιοгранитные интрузии маинского типа.

Главными индивидуальными особенностями этой переходной зоны являются:

1) широкое развитие гипербазитовых интрузий в Кузнецком Алатау и в северной части Западного Саяна, причем они всюду моложе габброидов буюского типа и древнее габбро-монцонитовых и габбро-плагιοгранитных интрузий;

2) значительно меньшее по сравнению с зоной собственно салаирид развитие гранитоидных баталитовых интрузий, эквивалентных Улень-Туимской интрузии восточных склонов Кузнецкого Алатау, причем в Западном Саяне они вообще отсутствуют, а о степени их распространения в западной части Кузнецкого Алатау судить трудно, так как они там же выделяются от более молодой послеордовикской гранитоидной интрузии;

3) наличие достаточно крупных гранитоидных интрузий (в основном гранодиоритового состава), прорывающих фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения в Горной Шории (Казский и Тельбесский массивы) и в Мартайге (Кожуховский массив), причем галька пород этой интрузии имеется в базальных горизонтах девонских отложений. Не исключена возможность, что гранодиоритовые интрузии Кизир-Казырского района в Восточном Саяне имеют тот же возраст.

Становлением этих гранитоидных интрузий была уничтожена «подвижность» переходной зоны и где-то в конце ордовика или в силуре она также оказалась стабилизированной и перешла к режиму молодой платформы.

Металлогения описываемой переходной зоны достаточно характерна. С гипербазитовыми интрузиями связывается слабая асбестоносность, тальковые месторождения, в некоторых случаях отмечаются повышенные концентрации никеля. Габбро-монцитонитовый комплекс титаносен. С габбро-плагиигранитными интрузиями связывается слабое медное оруденение. Постордовикские гранодиоритовые интрузии золотосны в тех случаях, когда они пространственно сочетаются с нижнекембрийскими спилит-кератофировыми формациями; с ними также иногда связываются контактовые железорудные месторождения.

В области развития описанных структур магматизм проявляется неоднократно и после превращения их в молодую платформу, но этот наложенный магматизм имеет уже совершенно особый характер. Он представляет собой магматизм молодой платформы, не имеющий никакого отношения к предшествующему магматизму геосинклинальных (подвижных) зон, теперь уже превращенных в складчатые жесткие структуры. При этом проявления девонского эффузивного и интрузивного магматизма явно связаны с образованием крупных разломов и впадин межгорных прогибов.

Еще более внешнее положение по отношению к платформе занимает область собственно каледонид, охватывающая Западный Саян и большую часть Горного Алтая. В пределах этой обширной области складчатый геосинклинальный докембрий, а также нижний и средний кембрий глубоко погружены и только местами выступают в антиклинальных структурах из-под более молодых отложений. По своему составу эти синийско-кембрийские толщи, в общем, аналогичны одновременным с ними образованиям зоны салаирид. Здесь также развиты мощные песчано-сланцевые, реже карбонатные толщи, с которыми тесно ассоциирует типичная офиолитовая группа формаций в составе спилит-кератофировой эффузивной, а также габброидной и гипербазитовой интрузивных формаций. В Горном Алтае в среднем кембрии спилит-кератофировая формация местами заменяется наземной андезит-дацитовой. Характерным отличием этой зоны от зоны салаирид является полное отсутствие кембрийских гранитоидных интрузий, чем, очевидно, и обусловлена сравнительно поздняя ее консолидация.

В верхнем кембрии и ордовике она была областью преимущественных погружений, причем в это время в Западном Саяне, Алтае и Салаире накопилась мощная терригенная песчано-сланцевая толща, имеющая флишоидный характер. Слабая эффузивная деятельность в ордовике отмечается только в северо-западном Алтае и на Салаире.

Достоверные гранитоидные интрузии ордовикского возраста известны, наоборот, только в Западном Саяне, где пользуются, по-видимому, достаточно широким распространением, в Горном Алтае они только предполагаются и ни в одном случае не доказаны, а в Салаире отсутствуют полностью. В соответствии с этим оказывается несколько различной и дальнейшая судьба этих районов. Так, силурийские отложения в Западном Саяне имеют сокращенную мощность, залегают в небольших впадинах и собраны в пологие складки, а девонские эффузивно-осадочные толщи выполняют межгорные прогибы. Следовательно, здесь в связи с заметным проявлением гранитоидного магматизма конца ордовика имела место сравнительно ранняя консолидация Западно-Саянской подвижной зоны. В результате этого в силуре погружение и складчатость оказываются ослабленными, а к нижнему девону вся эта область перешла к режиму молодой платформы с типич-

ным для нее магматизмом, причем в этой окончательной стабилизации Западного Саяна известную роль должны были сыграть и силурийские (преддевонские) гранитоиды Большепорожского комплекса.

В Горном Алтае в связи с меньшим развитием верхнеордовикских и нижнесилурийских интрузий консолидация наступила значительно позднее. Силурийские отложения здесь имеют значительную мощность, носят геосинклинальный характер и сохранились лишь в крупных синклинальных структурах. Геосинклинальный характер имеют и девонские отложения. Они содержат в своем составе эффузивную спилит-кератофировую толщу, выполняют структуры типа вторичных геосинклиналей. Эти отложения испытали достаточно напряженную складчатость.

Девонский магматизм проявился очень широко и своеобразно в пределах всей Алтае-Саянской области и в пределах зон байкалид, салаирида и каледонида.

Как уже сказано выше, в Кузнецком Алатау, Восточном и Западном Саянах в течение нижнего палеозоя, после и, видимо, в связи с внедрением гранитоидных интрузий установился режим молодой платформы с характерным магматизмом, не имеющим никакого отношения к магматизму закончивших свое существование подвижных зон. Он и проявился в зонах с разным временем консолидации почти одновременно (но все же на юго-востоке раньше, чем на севере и западе) и, в общем, одинаково.

В это время в связи с заложением крупных разломов и образованием межгорных прогибов происходило массовое развитие наземного вулканизма с образованием базальтовых, андезитовых и трахитовых лав, местами же фонолитов и щелочных базальтоидов, а также соответствующих пирокластов. По наблюдениям И. В. Лучицкого, в областях поднятий и вне пределов собственно Минусинских впадин преобладали лавы трахитового (плагиопорфирового) состава, в то время как в прогибах изливались преимущественно основные базальтовые лавы. Глубокие скважины показали отсутствие эффузивов в центральных частях Минусинских впадин, где они фациально замещаются обломочными породами. Очевидно, девонские вулканы располагались цепочками вдоль крупных разломов, ограничивающих Минусинские, Рыбинскую и другие впадины и разбивающих Восточный Саян и Кузнецкий Алатау на отдельные блоки.

С этим эффузивным комплексом, представляющим собой продукт дифференциации базальтовой магмы в глубинных очагах, несомненно тесно генетически связаны интрузии эссекситов, уртитов и своеобразных щелочных пород фояит-гералитового состава, получивших название берешитов и горячитов. Интрузивным эквивалентом ортофиоров и базокварцевых порфиров девонского возраста являются интрузии кварцевых щелочных сиенитов и щелочных гранитов, в которых иногда обособляются небольшие тела нефелиновых сиенитов. Эти интрузии наиболее широко распространены по окраинам Восточного Саяна, где, по наблюдениям Л. П. Зоненшайна (1956), образуют межформационные лакколиты, приуроченные к поверхности несогласия между нижним палеозоем и эффузивами нижнего девона. Они известны также и в Кузнецком Алатау (Маринская гайга, Хакассия и т. д.).

Высказываются предположения, что своеобразные сильнодифференцированные интрузии габброидов патынского типа, известные в Восточном Саяне, Кузнецком Алатау и Салаире (гора Борсук), также

связаны с девонским вулканизмом. За это говорит и обычная повышенная щелочность и щелочное направление дифференциации исходной для этого комплекса базальтовой магмы. Возможно, что габбро-альбитовая (габбро-натро-сиенитовая) интрузия участка Анзасского месторождения в Западном Саяне также имеет девонский возраст, хотя основанием к этому служат только некоторые особенности ее положения в структуре района и известное сходство с девонским габбро-сиенитовым торгалыкским комплексом Тувы. Если эти предположения верны, то девонский магматизм этой области оказался исключительно продуктивным по своей металлоносности. Уртиты и фояито-тералиты (горячиты) являются прекрасным сырьем для алюминиевой промышленности, габброидные интрузии патынского типа содержат громадные запасы бедных титановых руд, а с сиенитовыми дифференциатами основной магмы генетически связаны наиболее крупные железорудные месторождения юга Красноярского края. Возраст всего этого магматического комплекса укладывается в пределах нижнедевонского — эйфельского времени.

В западной части Горного Алтая девонский магматизм проявился существенно иначе. Здесь, во впадинах типа вторичных геосинклиналей начиная с конца нижнего девона, а в основном в эйфеле также имела место бурная вулканическая деятельность, но изливались преимущественно кислые липаритовые лавы в подводной обстановке с образованием существенно кварцево-кератофировой формации с малым участием спилитов и диабазов. Эта формация ассоциирует с относительно глубокоководными серыми и черными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, т. е. вся эффузивно-осадочная толща имеет существенно геосинклинальный характер. Здесь также известны субэффузивные тела щелочных гранофилов и гранофировых гранитов, тесно ассоциирующих с кварцевыми кератофирами и тождественные с последними по химическому составу. Наиболее поздние продукты девонского вулканизма представлены силлами и дайками диабазов.

Девонские отложения Уйменской впадины представлены эффузивно-осадочной толщей, имеющей характер, как бы промежуточный между крайними типами: минусинским и западногорноалтайским, что соответствует и ее географическому положению. Здесь также достаточно широко развиты кислые эффузивы, но эффузивная толща формировалась в наземных условиях и ассоциирует с красноцветами, очень близко отвечая типу порфировых формаций, выделенных А. В. Пейве и В. М. Синицыным в Центральном Казахстане.

В восточном и северо-восточном Алтае довольно часто встречаются и интрузивные образования, тесно генетически связанные с эффузивами. Здесь они представлены красными гранофировыми, чаще щелочными гранитами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами, которые нередко ранее принимались за краевые зоны более молодых верхневарисских гранитов.

Любопытно отметить, что на Алтае с девонским магматическим комплексом также генетически связано железное оруденение, но оно представлено здесь в виде бедных гематитовых месторождений эффузивно-осадочного генезиса, которые приобретают практический интерес только в случае проявления наложенного контактового метаморфизма.

По-видимому, с конца среднего девона весь Горный Алтай был полностью консолидирован. Однако в конце палеозоя он стал снова ареной магматической деятельности. Верхневарисские гранитоидные

интрузии в Горном Алтае достаточно широко распространены, причем намечаются более ранние интрузии гранодиорит-тоналитового состава и более поздние — калиевых порфириовидных гранитов. Эти интрузии, видимо, являются одновременными с гранитоидами соседних варисских подвижных зон и связаны с одними и теми же движениями, проявившимися и в молодой варисской, и в соседней более древней каледонской структуре. Аналогичные гранитоидные интрузии известны и на Салаире. Не исключена возможность присутствия их в Западном Саяне.

Магматизм Таймырской складчатой области развивался очень своеобразно. В докембрии здесь выделяются два самостоятельных тектоно-магматических цикла, каждый со своими эффузивными сериями ранних стадий развития складчатой структуры, со своими ранними пластовыми основными интрузиями и с завершающими эти циклы гранитоидными интрузиями, вызвавшими интенсивный метаморфизм вмещающих пород с преобразованием последних в кристаллические сланцы. Состав кристаллических сланцев и общий характер интрузий нижнего протерозоя очень близок составу нижнего протерозоя других областей Красноярского края. Верхний протерозой Таймырской области отличается от последних значительно большей насыщенностью гранитоидными интрузиями и большей степенью метаморфизма вмещающих пород, превращенных повсюду в кристаллические сланцы мезо- или эпизоны. По-видимому, это обстоятельство и обусловило значительную жесткость основания с развитием на них палеозойских прогибов, в которых был накоплен почти полный разрез палеозоя с особенностями состава, как бы промежуточными между отложениями геосинклинали и платформы. Соответственно и палеозойско-мезозойский магматизм здесь имел такой же промежуточный геосинклинально-платформенный характер. В нижнем палеозое слабо выражена эффузивная толща и согласные мелкие интрузии субщелочных гранитоидов (послесилурийские). В перми же и триасе в южной части Таймыра проявился типично платформенный трапповый магматизм, хотя данная область в это время и представляла собой структуру типа краевого прогиба, судя по составу, мощностям и характеру складчатости пермских и триасовых осадочных толщ. Еще позже были образованы малые щелочные и субщелочные интрузии.

Магматизм конца палеозоя — начала мезозоя имеет повсюду в Красноярском крае уже типично платформенный характер. Вероятно, еще в пермский период на платформе началось образование трапповой формации, причем максимальная интенсивность проявлений траппового магматизма падает на нижний триас. Излияния и интрузии трапповой магмы приурочены к зонам максимальных прогибов и крупным разломам, но трапповый магматизм этого времени не ограничен платформой. Уже отмечено, что трапповые интрузии широко развиты в южной части Таймыра и Енисейско-Хатангского прогиба, они известны в Минусинских впадинах и Кузбассе. Своеобразным проявлением магматизма того же возраста являются ультрасосновные щелочные эффузии и субвулканические интрузии севера платформы, а также кимберлитовые трубки, пока известные только вне пределов Красноярского края.

Последние проявления магматизма, проявившиеся главным образом за пределами Красноярского края — в Восточном Саяне и Восточной Туве, — это третичные и четвертичные базальты, образующие размытые покровы, сохранившиеся на водоразделах этих горных областей, а также заливающие современные речные долины.

Глава VI

ТЕКТОНИКА

ВВЕДЕНИЕ

Тектоника Красноярского края изучена весьма неравномерно и неполно. Помимо общих работ, освещающих строение Сибирской платформы и ее обрамления (Шатский, 1932; Архангельский и Шатский, 1933; Архангельский, 1941 и др.), сведения по тектонике приведены в очерках о геологическом строении Западного (Баженов, 1933) и Восточного (Молчанов, 1932) Саянов, Кузнецкого Алатау (Чураков, 1932) и Минусинской котловины (Эдельштейн, 1932). Изложенные в этих очерках материалы по тектонике в значительной степени устарели.

Геологосъемочные и поисковые работы последнего десятилетия, проведенные большим коллективом геологов ряда научно-исследовательских и производственных организаций, существенно расширили представления о геологии Красноярского края. По Западно-Сибирской низменности сведения о тектонике по-прежнему еще весьма ограничены. Несколько более полные данные получены по Енисейско-Ленскому прогибу. На юге края тектоника осадочного чехла Минусинского прогиба изучена несравненно лучше, чем структура фундамента и обрамляющих прогиб горных сооружений. Огромное количество новых данных получено по тектонике Сибирской платформы и по Енисейскому кряжу, хотя многое в вопросах тектоники и здесь остается неясным и спорным.

Новые сведения лишь частично получили освещение в литературе; они представлены в объяснительном тексте к тектонической карте СССР (Шатский и др., 1957), в работах Н. С. Зайцева (1954), П. Е. Оффмана (1956) и Т. Н. Спизарского (1958) по Сибирской платформе; Б. Н. Красильникова (1955), И. В. Лучицкого (1956, 1960) и Н. Г. Чочиа (1958) — по Минусинскому прогибу; А. Л. Додина (1956, 1957) и Д. И. Мусатова — по Кузнецкому Алатау; В. Н. Сакса (1956) — по Енисейско-Ленскому прогибу; Ф. Г. Маркова (1956) — по Таймырской складчатой области; В. В. Хоментовского (1957) — по Восточному Саяну и в других работах. В данном томе «Геологии СССР» новые материалы по тектонике Красноярского края приводятся впервые в виде единого очерка.

Наиболее крупной тектонической структурой Красноярского края является древняя Сибирская платформа, занимающая почти всю восточную и центральную части территории края. Фундамент Сибирской платформы выступает в пределах Анабарской антеклизы на Хантайско-Рыбинском и Туруханском поднятиях, в пределах Енисейского кряжа и Восточного Протеросаяна.

Фундамент Анабарской антеклизы представлен архейскими породами, на которых с резким несогласием лежат синийские отложения, входящие в состав осадочного чехла платформы. На краевых поднятиях господствуют протерозойские и синийские отложения; архейские

породы известны только на Енисейском кряже, главным образом в южной его части (Южно-Енисейский кряж) и, возможно, также в области Восточного Протеросаяна. Осадочный чехол платформы в этой зоне начинается нижнекембрийскими отложениями, лежащими на подстилающих породах в ряде случаев с резким несогласием. Восточнее, на Чадобецком поднятии в строении осадочного чехла принимают участие также слабометаморфизованные и слабодислоцированные верхнепротерозойские породы, которые без видимого несогласия перекрываются нижнекембрийскими отложениями.

Между Анабарской антеклизой и зоной краевых поднятий фундамент Сибирской платформы погружен на значительную глубину и скрыт под отложениями кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской, каменноугольной, пермской и триасовой систем. Контуры распространения триасовых отложений в этой области в общих чертах совпадают с границами обширной Тунгусской (Курейской) синеклизы, на юго-востоке ограниченной Катангской антеклизой. В современной структуре Сибирской платформы катангская антеклиза прослеживается от юго-восточного выступа Енисейского поднятия к Чадобецкому поднятию и далее в северо-восточном направлении к выходам ордовикских и силурийских известняков на реках Ейке, Иритке и Северной Чуне. Выходы верхнепротерозойских пород на Чадобецком поднятии и распространение в пределах Катангской антеклизы ордовикских и силурийских отложений, погружающихся к северо-западу и юго-востоку под мощные толщи пермских и триасовых отложений, позволяют представить современные контуры антеклизы. В настоящее время она отделяет северную часть Тунгусской синеклизы или Курейскую синеклизу от южной ее части, названной П. Е. Оффманом (1956) Ванаварской синеклизой. В нижнем палеозое Катангская антеклиза, судя по исследованиям П. Е. Оффмана (1956) и Д. А. Туголесова (1952), была более обширной. Она отделяла Курейскую синеклизу от Верхнеленской, расположенной за пределами Красноярского края к юго-востоку от Катангской антеклизы. В течение каменноугольной, пермской и триасовой эпох Катангская антеклиза испытывала значительные погружения, вследствие чего в пределах Сибирской платформы возникла прогнутая зона, связывающая в единую структуру Курейскую и Ванаварскую синеклизы. Эту крупную прогнутую зону, о неоднородном строении которой писал А. Д. Архангельский (1941), обычно называют Тунгусской синеклизой.

На юго-западе Ванаварская синеклиза отделена от Канско-Ангарской впадины системой узких линейно вытянутых поднятий, сложенных кембрийскими породами, залегающими среди каменноугольных и пермских отложений. На юго-западе Канско-Ангарской впадины распространены юрские отложения, известные также на северо-востоке Ванаварской синеклизы. Еще далее на юго-запад Канско-Ангарскую впадину отделяет от резко асимметричной Рыбинской впадины пологий вал, сложенный девонскими отложениями, налегающими прямо на породы кембрия (Канский вал). Юго-восточное крыло этой впадины ограничено Чуно-Бирюсинским поднятием.

На севере и западе Сибирскую платформу окаймляет система мезозойских впадин, складчатый фундамент которых погружен на глубину 2000—5000 м. Впадины заполнены юрскими, меловыми и третичными отложениями. Контуры разобщающих эти впадины поднятий прослеживаются с трудом, так как образующие их отложения скрыты под сравнительно мощным чехлом четвертичных накоплений.

К северу от Сибирской платформы размещаются впадины Хатангская и Усть-Енисейская, входящие в состав Енисейско-Ленского прогиба, отделяющего платформу от Таймырской складчатой области.

Территория, расположенная западнее платформы, изучена лучше всего в южной ее части, где в пределах области, выделенной Н. С. Шатским (1951) под названием Чулымской синеклизы, по геофизическим данным обособляются сравнительно крупные Тегульдетская и Касская впадины.

Фундамент рассматриваемой зоны, окаймляющей Сибирскую платформу с севера и запада, выступает на севере на Таймырском полуострове, а на западе лишь в той области, которая примыкает к платформе с юго-запада.

На севере фундамент представлен дислоцированными и метаморфизованными породами палеозойского и триасового возраста, вскрытыми скважинами в районах Усть-Порта и Нордвика. В северной части Енисейско-Ленского прогиба из-под осадочного чехла юрских и меловых отложений, заполняющих прогиб, выступают герцинские структуры Таймырской складчатой области. Эти структуры образованы породами пермского и отчасти триасового возраста, а ядра складок — силурийскими, девонскими и каменноугольными отложениями. На юге фундамент обширной зоны опускания, примыкающей к Сибирской платформе с запада, представлен древнекаледонскими складчатыми структурами Саяно-Алтайской складчатой области, постепенно погружающимися на север под осадочный чехол юрских, меловых и третичных отложений Западно-Сибирской низменности.

Фундамент отложений обширной области опускания к северу и западу от Сибирской платформы погружен на большие глубины и недостаточно изучен. Поэтому границы платформы с примыкающими к ней погребенными палеозойскими складчатыми структурами точно не устанавливаются.

Выступающие на севере Красноярского края структуры Таймырской складчатой области, отделенные от Сибирской платформы Енисейско-Ленским прогибом, имеют сложное строение. На юге области развиты отмеченные выше герцинские складчатые структуры, на севере — протерозойские. Между обеими зонами протягивается сравнительно узкая полоса распространения дислоцированных кембрийских отложений, представляющих, по-видимому, сравнительно приподнятую часть герцинских структур.

Еще более сложным является строение расположенных на юге края древнекаледонских структур Саяно-Алтайской складчатой области, примыкающих к Сибирской платформе на юго-западе ее, в области Восточного Протеросаяна. Здесь можно выделить древнекаледонский складчатый фундамент горных сооружений Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, а также перекрывающий их резко несогласно дислоцированный чехол, представленный осадочными (внизу толщами вулканогенными) толщами девонского, каменноугольного и пермского возрастов. Этот чехол выполняет обширный Минусинский прогиб, разделяющий названные выше горные сооружения. В составе Минусинского прогиба обособляется система впадин (Минусинская, Сыдо-Ербинская и др.), расчлененных поднятиями (Батеневское, Беллыкское и др.). От Чулымской синеклизы прогиб отделен Аргинским поднятием. В северной части прогиба распространены юрские отложения, образующие внутри его плоские мульды (Балахтинская и др.).

На юге Минусинский прогиб ограничен складчатыми структурами Западного Саяна. В северной части последнего прослеживается антиклинорий, северное крыло которого, сложенное преимущественно нижнекембрийскими отложениями, погружается под основание осадочного чехла прогиба. В южной части Западного Саяна располагается крупный (Усинский) синклинорий, образованный главным образом ордовикскими отложениями. В пределах этого синклинория обособляется одноименная впадина, заполненная девонскими отложениями, лежащими несогласно на подстилающих породах.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В геологическом строении Таймырской складчатой области, охватывающей горную часть Таймырского полуострова, принимают участие дислоцированные породы нижнего и верхнего протерозоя, возможно, и архея, а также всех систем палеозоя и вулканогенные образования верхней перми и нижнего триаса. Более поздние мезозойские отложения занимают весьма ограниченные участки и нередко лежат почти горизонтально на денудированной поверхности различных по возрасту подстилающих пород. Широким распространением мезозойские отложения пользуются в пределах Таймырской низменности (западной части Северо-Сибирской низменности), примыкающей с юга к Таймырской горной области. Повсеместно развиты четвертичные отложения, наиболее полно представленные на равнине и на участках пониженного рельефа горного Таймыра.

Древние породы — протерозойского и, возможно, архейского возраста — приурочены к северной окраине Таймырского полуострова. Они образуют полосу шириной до 150 км, протягивающуюся от восточного берега Пясинского залива вдоль побережья Карского моря до низовьев р. Нижней Таймыры. Затем эта полоса через п-ов Челюскин следует к о-ву Большевик архипелага Северной Земли. К югу, в направлении гор Бырранга, появляются породы синийского комплекса, а затем более молодые отложения палеозоя. Южная окраина гор Бырранга уже сложена в основном пермскими угленосными отложениями и вулканогенными породами верхней перми — нижнего триаса.

Магматические породы гранитного состава тяготеют к полю докембрийских отложений, т. е. распространены главным образом в северной части Таймыра. Магматические породы основного состава в форме силлов, даек и покровов располагаются в его южной части, где связаны с терригенной толщей верхнего палеозоя и изредка слагают небольшие интрузивные тела среди более древних пород в северных районах полуострова.

В структурном отношении Таймырская складчатая область представляет систему линейных дислокаций протерозойских, синийских, палеозойских и раннемезозойских пород. Складки простираются через полуостров в восточно-северо-восточном направлении и на западе уходят под воды Енисейского залива, а на востоке под воды моря Лаптевых.

Формирование складчатой области обусловлено последовательным развитием верхнепалеозойской и мезозойской геосинклиналей на складчатом фундаменте, имеющем трехъярусное строение, которое достаточно четко установлено в верхнепалеозойском сводовом поднятии, приуроченном к северной окраине Таймыра. К югу от него располагается верхне-

палеозойская геосинклиналь, сменяющаяся затем мезозойской геосинклиналью.

Верхнепалеозойское сводовое поднятие охватывает северные предгорья Бырранга вдоль берега Харитона Лаптева и п-ова Челюскин. В пределах Таймырского полуострова находится лишь осевая часть поднятия и его южное крыло, сопряженное с северным бортом верхнепалеозойской геосинклинали.

В результате глубокого заложения эрозионной поверхности здесь обнажаются древние дислокации пород фундамента и выявляется его трехъярусное строение.

Нижний структурный ярус представлен мощной толщей разнообразных осадочных и вулканогенных пород протерозоя, претерпевших региональный метаморфизм, гранитизацию и интенсивные дислокации, которые завершились до отложения синийских осадков. Породы этого структурного яруса наиболее полно обнажены в осевой части сводового поднятия вдоль побережья Карского моря и в северной половине п-ова Челюскин.

Структурный план нижнего яруса определяется чередованием свит, сложенных различными метаморфизованными породами. По их размещению выявлен ряд крупных протерозойских складчатых форм, вытянутых в северо-восточном направлении. Центральное место занимает антиклинорий, осевая зона которого прослеживается от верховьев р. Шренка к о-ву Таймыр и далее через архипелаг Норденшельда на о-ва Северной Земли. В ядре антиклинория обнажаются кристаллические гранатово-биотитовые сланцы и гнейсы, которые местами чередуются с толщами амфиболитов. Эти отложения прорваны интрузиями гранитов. Наиболее глубокие горизонты протерозойских пород гранитизированы с образованием массива в виде вытянутого батолита, окруженного инъекционными гнейсами. Северо-западное крыло антиклинория сложено свитой филлитов, выходы которых наблюдаются в пределах узкой полосы в бассейнах рек Каменной и Толевой. Для восточного крыла антиклинория и сопряженного с ним синклинория п-ова Челюскин характерно развитие свит филлитов и амфиболитов празинитовой фации. Верхние же горизонты в синклинории п-ова Челюскин представлены метаморфизованными песчаниками, туфами и серицитовыми порфироидами. На восточном крыле синклинория, близ побережья моря Лаптевых, вновь появляются свиты филлитов и кристаллических сланцев, свидетельствующие о наличии здесь антиклинальной структуры, простирающейся параллельно главному антиклинорию. В пределах поля древних линейных дислокаций, вытянутых в северо-восточном направлении, повсеместно наблюдаются серии изоклинальных мелких складок с частыми послынными смещениями.

К поясу протерозойских линейных дислокаций с запада и северо-запада примыкает участок, вероятно, древнего щита, сложенный кристаллическими породами карской серии, самой древней в протерозойском разрезе и, возможно, являющейся архейской. Здесь пироксеновые и амфиболовые гнейсы, содержащие будинированные тела друзитов и переслаивающиеся с ними пачки биотит-гранатовых гнейсов со ставролитом, образуют крупные куполовидные структуры на р. Ленивой и мысах Тилло и Штелинга. По-видимому, породы щита были надвинуты на северо-западное крыло протерозойского антиклинория по рекам Каменной и Толевой. К западу от р. Ленивой гнейсы этого щита погружаются под филлиты и метаморфизованные туфопесчаники протерозоя.

Характер перекрытия неясен. Обнаруженные на левобережье р. Ленивой следы стратиграфического перерыва на границе протерозоя с синием позволяют предполагать, что в период предсинийской орогении в пределах щита протерозойский осадочный чехол подвергался незначительным дислокациям, в результате которых появились платформенные структуры.

Металлогения разнообразных магматических проявлений нижнего структурного яруса остается неясной. В кристаллических породах щита и главным образом вблизи контакта с линейными протерозойскими структурами развиты пегматитовые и кварцевые жилы с мусковитом, молибденитом и другими полезными ископаемыми. Многие геологи связывают генезис этих проявлений с магматизмом верхнего протерозоя. С другой стороны, распространение пегматитовых полей, их взаимоотношения с субстратом, а также абсолютный возраст жил, равный 230—260 млн. лет (определенный урановым методом), позволяют рассматривать их происхождение в зависимости от преобразований кристаллического фундамента в процессе формирования верхнепалеозойского сводового поднятия.

Средний структурный ярус представлен толщей синийских пород мощностью до 5000—6000 м, обнажающихся на южном крыле сводового поднятия. В низах синийской толщи находятся туфогенные песчаники и терригенные грубообломочные породы. Они перекрываются свитой пестроцветных сланцев, выше которых располагаются свиты доломитов и коллиневых известняков.

В пределах Таймыра граница между нижним и средним структурными ярусами выражена различно. В его центральной и восточной частях на эродированной поверхности протерозойских пород лежит грубообломочная толща (конгломераты, нередко с базальтовым и туфовым цементом). В западной части региона, в пределах территории древнего щита, граница структурных ярусов определяется лишь наличием стратиграфического перерыва между контактирующими свитами туфогенных песчаников.

Угловое несогласие, отмечаемое между породами синия и кембрия, свидетельствует о складчатом строении синийского структурного яруса. Максимальный угол несогласия, не превышающий 20°, а также распространение свит синия свидетельствуют о развитии широких и пологих структур, соподчиненных северо-восточной ориентировке протерозойских линейных дислокаций. Из-за интенсивной переработки древних структур и срезанности контактов тектоническими нарушениями характер соотношения синийских отложений с более древними структурами на западе региона в пределах древнего щита остается неясным.

К магматическим проявлениям, свойственным синийскому структурному ярусу, можно отнести оиллы диабазовых порфиритов, повсеместно локализующихся в нижних свитах толщи. Возможно, что эти тела порфиритов являются доскладчатыми, представляя древний аналог трапповой формации.

Верхний структурный ярус образован толщей ниже- и среднепалеозойских пород мощностью от 3000 до 4000 м. Наиболее полно они обнажены в зоне сопряжения верхнепалеозойского сводового поднятия и верхнепалеозойской геосинклинали. Это соответствует полосе северных предгорий Бырранга. Нижнепалеозойские отложения также сохранились в пределах верхнепалеозойского сводового поднятия, в центральной части п-ова Челюскин. Кроме того, породы нижнего и среднего па-

леозоя иногда обнажаются и в горной части Таймыра, в поясе верхнепалеозойской геосинклинали, будучи приурочены к ядрам антиклиналей и взброшенным блокам.

Комплекс осадков, накопившихся от алданского века кембрия до намюрского века нижнекаменноугольной эпохи, на большей части региона, по всей вероятности, образует общую формацию параллельно наслоенных известково-глинисто-кремнистых, карбонатных и гипсоносных пород.

Кембрийские отложения, лежащие в основании разреза формации, с угловым несогласием перекрывают различные свиты синия и протерозоя. Поверхность раздела фиксируется прерывистым слоем кварцевых песчаников и конгломератов мощностью до 0,5 м. В основном кембрий представлен фаунистически охарактеризованными известняками и сланцами мощностью около 600 м. Установлены все три отдела системы. При более детальных работах возможно выявление локальных выпадений отдельных горизонтов кембрия в бассейне р. Шренк и р. Ленивой.

Ордовикские отложения характеризуются двумя фациальными зонами, граница между которыми проходит в восточно-северо-восточном направлении от низовьев р. Пясины по долине р. Шренк к о-ву Андрея. Северная зона представлена граптолитовыми сланцами мощностью 750 м. В южной зоне развиты преимущественно известняки с разнообразной фауной. В определении мощности известняков ордовика имеются расхождения, обусловленные многочисленными пликативными и дизъюнктивными дислокациями в крыле верхнепалеозойской геосинклинали. Исследования последних лет позволяют ограничить мощность известняков ордовика от 1000 до 2000 м. В обеих фациях ордовикских отложений установлены все три отдела системы.

В нижнесилурийских осадках сохраняются фациальные зоны ордовика. Мощности отложений при переходе от граптолитовых сланцев к органогенным известнякам изменяются от 150 до 600 м. Верхнесилурийские породы в зоне граптолитовых сланцев образуют совместно с ниже- и среднедевонскими отложениями свиту битуминозных птероподовых известняков и карбонатно-глинистых сланцев мощностью около 600—700 м. С юга и юго-востока она сменяется одновозрастной свитой доломитов, содержащей разнообразную фауну.

Далее к югу, в пределах гор Бырранга, также имеются верхнесилурийские известняки с обильной фауной брахиопод, мшанок и кораллов. Их мощность не превышает 300—400 м. Здесь отложения нижнего и отчасти среднего девона представлены пестроцветной свитой органогенных и гипсоносных пород со следами размывов и, возможно, перерывов в осадконакоплении. Мощность свиты достигает 600—700 м.

Верхний девон подчиняется фациальному плану нижнего палеозоя. Северная зона характеризуется развитием битуминозных известняков и известково-глинистых сланцев мощностью около 350 м. В южной зоне прослеживаются известняки мощностью около 450 м.

Разрез ниже- и среднепалеозойской формации венчается отложениями нижнего карбона. На большей части региона они представлены органогенными известняками мощностью около 300—400 м. В наиболее северных разрезах (Диксоновского района и в бассейне р. Нижней Таймыры) в них присутствуют глинистые сланцы, в основании которых иногда встречаются линзы железистых и глиноземистых оолитовых образований. Имеются некоторые указания на то, что оолитовые образования

замещают размытые слои девонских отложений с сохранением параллельного напластования.

До начала формирования верхнепалеозойской геосинклинали, отложения верхнего структурного яруса фундамента складчатой области, по-видимому, оставались почти не дислоцированными на большей части площади региона. Исключением является обнаруженное в тектоническом блоке на р. Фадью-Куда угловое несогласие между известняками предположительно силурийского возраста и верхнедевонскими доломитами. Наличие изолированных дислокаций и трансгрессивного перекрытия объясняется интенсивными тектоническими движениями в существовавшей здесь зоне гидрохимических осадков, где могли образоваться структуры прерывистого типа.

С формированием верхнего структурного яруса верхнепалеозойского сводового поднятия связано образование осадочного типа рудопроявлений ванадия, никеля, молибдена. В контактовых и гидротермальных ореолах последующих верхнепалеозойских и мезозойских интрузий отмечаются различные типы переотложения и обогащения первичных осадочных руд.

В пределах верхнепалеозойского сводового поднятия первичные структуры фундамента были переработаны разновозрастными наложенными дислокациями. Наиболее существенные изменения связаны с формированием самого верхнепалеозойского сводового поднятия. В его центральной части образовались пологие складки восточно-северо-восточного простирания, осложненные сбросами того же направления. Углы падения в крыльях достигают $20-30^\circ$ при размахе в 5—10 км. Складки отчетливо проявились в отложениях нижнего палеозоя на п-ове Челюскин. В кристаллических породах фундамента директивные структуры гнейсов были переориентированы согласно зонам наложенных разрывов. Переориентировка структур гнейсов сопровождалась вторичным калиевым метасоматозом с частичным анатексисом древних пород. Есть основания предполагать, что с наложенными дислокациями этого возраста также связано внедрение гипабиссальных лакколлитов щелочных гранитоидов п-ова Челюскин. Эти лакколлиты контролировались пологими складками в ордовикских породах верхнего структурного яруса. Абсолютный возраст переработанных кристаллических пород, определенный по аргоновому методу, равен 230—270 млн. лет, что соответствует среднему и верхнему карбону.

Южное крыло сводового поднятия характеризуется интенсивной переработкой пород фундамента с образованием узких линейных складок в отложениях верхнего и среднего структурных ярусов и ступенчатых взбросов в кристаллическом основании. План наложенных дислокаций соответствует плану верхнепалеозойских структур. Наблюдается интенсивная переработка директивных структур и анатексис пород нижнего структурного яруса. Процесс переработки сопровождался внедрением лакколитоподобных интрузий щелочных гранитоидов и граносиенитов, окруженных зонами мигматитов и мусковитовых пегматитов. Интрузивные новообразования прослеживаются полосой от шхер Минина до устья р. Нижней Таймыры.

Более поздние дислокации имеют исключительно блоковый характер по системе широтных сдвигов. Наблюдаемые сдвиги преимущественно являются левыми, т. е. с перемещением каждого северного блока к востоку. Наибольшей амплитуды достигают сдвиги залива Миддендорфа и рек Коломейцева и Мамонта (10 км). Перемещения по сдвигу

гам сопровождаются образованием зон катабластических пород в гнейсах и гранитах нижнего структурного яруса и развитием брекчий, а также складок волочения в песчаниках и сланцах среднего и верхнего структурных ярусов. Односторонние горизонтальные перемещения изменили план линейных дислокаций кристаллического фундамента, отклонив их от первоначального субмеридионального направления. Время сдвиговых перемещений относится к раннему мезозою.

Верхнепалеозойская геосинклиналь занимает южную часть горного Таймыра. В период углубления она была выполнена отложениями палеозоя и нижнего триаса.

Геосинклинальные осадки образуют формацию разнообразных терригенных пород, венчаемых вулканогенными образованиями. В основании формации располагается флишевого типа алевроаргиллитовая толща, содержащая редкие слои песчаников. Мощность толщи колеблется от 1500 до 2000 м. Во внутренней части геосинклинального пояса нижние аргиллитовые слои согласно лежат на известняках верхнего структурного яруса фундамента. Исключением являются самые восточные районы Таймыра, где отмечаются трансгрессивные соотношения.

Эта толща перекрывается угленосными отложениями. В их составе преобладают песчаники, которым обычно подчинены пласты конгломератов, алевролитов, углистых аргиллитов и каменных углей. Продуктивные пачки имеют ритмичное сложение.

В пермских угленосных отложениях различных районов геосинклинали выделяются два типа разреза. Первый тип — западотаймырский, или пясинский, представлен четырьмя угленосными свитами, составляющими два макроритма параллельного характера. Общая мощность угленосной серии достигает здесь 4000 м. Второй тип разреза — восточнотаймырский представлен двумя угленосными и двумя свитами безугольных терригенных отложений с морской фауной. Свиты, чередуясь, образуют два четко выраженных макроритма с безугольными свитами в основании. Общая мощность угленосной серии Восточного Таймыра не превышает 2000 м. Граница верхней и нижней перми повсеместно проводится по основанию верхнего макроритма.

Отложения терригенной формации насыщены доскладчатыми межпластовыми интрузиями долеритов, мощности которых варьируют от долей метра до 270 м. Обычны силлы мощностью 25—75 м и протяженностью 20—30 км.

В верхних горизонтах терригенной формации, содержащей фауну татарского яруса, присутствует значительное количество пирокластического материала, особенно в западной половине гор Бырранга.

Терригенные отложения верхнего палеозоя перекрываются толщей трапфов, которая может быть разделена на две свиты. Нижняя свита представлена преимущественно слоистыми туфами базальтов с подчиненными им горизонтами спилитов и базальтовых покровов. Возраст этих пород по ископаемым остаткам определяется как верхняя пермь — нижний триас. Мощность нижней свиты изменяется от 0 до 500 м; наиболее полные разрезы ее отмечаются в разрезах Западного Таймыра. Здесь свита туфов лежит согласно на породах терригенной формации. Верхняя свита сложена базальтовыми покровами с редкими прослоями туфов. Ее возраст определяется как нижний триас. Базальты не имеют фиксированной мощности. В мульдах отдельных синклиналей в низовьях р. Пясины сохранилась базальтовая свита мощностью 750 м, тогда как в центральном Таймыре в ряде разрезов на северных

склонах гор Бырранга ее мощность достигает 1500 м. Контакты базальтовой свиты с подстилающими отложениями имеют различный характер. Устанавливается согласное налегание внутри синклинориев и стратиграфические перерывы с разрывом туфовой свиты и отчасти угленосных отложений перми на крыльях антиклинориев.

Комплекс отложений нижнего и, возможно, среднего триаса представлен толщей молласов. Осадки аккумуляровались в узкой межгорной впадине в верховьях р. Фадью-Куда. Мощность этой толщи достигает 3000 м.

Более молодые отложения представлены весьма маломощными терригенно-карбонатными отложениями юрского периода, установленными только в пределах восточной окраины Таймыра, а также угленосными осадками мелового возраста, сохранившимися в депрессионных участках центрального и восточного Таймыра. Мощность меловых отложений не превосходит 100 м.

Комплекс рыхлых четвертичных пород, в составе которых присутствуют ледниковые, морские и аллювиальные отложения, выполняет долины крупных рек горного Таймыра и образует сплошной покров мощностью до 50 м в пределах Пясинско-Фаддеевской депрессии.

Верхнепалеозойская геосинклиналь представляла подвижный и интенсивно проседающий пояс, располагавшийся на доскладчатом фундаменте. Северная граница геосинклинали прослеживается от Пясинского залива до залива Фаддея. Она устанавливается по исчезновению верхнепалеозойских отложений и по серии продольных разломов с сопутствующими им дайками траппов. Сокращение мощностей осадков в сторону Енисейского залива и фациальные особенности отложений указывают на некоторую изолированность Таймырской верхнепалеозойской геосинклинали от одновозрастных подвижных поясов Урало-Новоземельской провинции.

Южная часть верхнепалеозойской геосинклинали скрыта под мезо-кайнозойскими отложениями. Учитывая аэромагнитные наблюдения в Приенисейском районе, можно предполагать плавное сопряжение отложений геосинклинальной формации с одновозрастными отложениями Сибирской платформы по условной границе в пределах центральной части Таймырской низменности. Распространение верхнепермской трансгрессии с востока на запад и комплексы фауны свидетельствуют о несомненной связи верхнепалеозойской геосинклинали Таймыра с Верхоянской геосинклиналью, хотя форма и место сочленения остаются пока неясными.

В период интенсивного проседания, соответствующий времени накопления угленосной серии в пределах геосинклинали, образовались Пясинская и Восточно-Таймырская впадины, разделенные мегантиклинорием. Последний в северо-восточном направлении пересекает геосинклиналь по диагонали от устья р. Тарей и верховьев р. Верхней Таймыры к верховьям р. Шренк. Диагональное расположение мегантиклинория обусловило кулисообразное расположение центральных зон впадин.

Параллический характер разреза отложений геосинклинали свидетельствует о пульсационном компенсированном проседании. Главный источник терригенного материала располагался в непосредственной близости к северу от геосинклинали. Состав обломков в породах угленосной серии указывает на размыв докембрия, обнажавшегося в ядре

верхнепалеозойского поднятия. Имеются также данные о поступлении обломочного материала с запада, представленного разнообразными кварцитами и кератофирами.

В процессе инверсии отложения верхнепалеозойской геосинклинали и подстилающие их породы фундамента испытали разнородные линейные дислокации. Вдоль северной границы располагается так называемый Карский антиклинорий, имеющий ширину крыльев до 100 км. В его ядре обнажены породы фундамента геосинклинали. Подчиненные ему линейные складки пологого северного крыла виргируют, последовательно отклоняясь к северо-востоку. Линейные складки более крутого южного крыла также образуют систему виргирующих структур, но отличаются последовательным отклонением в направлении к юго-западу. В районе водораздела рек Верхней Таймыры, Тарей и Шренк, т. е. в районе поперечного мегантиклинория, наблюдаются виргации третьего рода с диагональным перехватом соседних структур. Среди подчиненных антиклинорию линейных складок выделяются структуры второго, третьего и более высоких порядков. Они характеризуются крутыми падениями крыльев и нередко опрокинутыми залеганиями. Система пликативных дислокаций Карского антиклинория усложнена разновозрастными нарушениями. Выделяются продольные синхронные складчатости, крутопадающие надвиги и сбросы, генетически подчиненные пликативным структурам. Амплитуды перемещения по этим разрывам обычно не превышают 1,5—2 км. Они осложнены диагональными сбросами позднего этапа инверсионного процесса. Несмотря на густую сеть этих разрывов, они не меняют структурного плана продольных дислокаций. Наблюдаются также широтные сдвиги, которые, как и в поле докембрия, являются левыми. Этот тип разрывов концентрируется в районе водораздела рек Верхней Таймыры, Тарей и Шренк на месте регионального перегиба шарниров. Обладая амплитудой до 10 км, они искажают первоначальный план линейных дислокаций, растягивая их в широтном направлении.

Южнее Карского антиклинория располагается сопряженный с ним Центральный синклинорий. При ширине около 50—75 км крылья синклинория имеют наклон от 5 до 10°, устанавливаемый по зеркалу мелких складок. В его мульде обнажены породы верхней перми и пермо-триаса. Внутри синклинория линейные складки отличаются сравнительно пологими крыльями (30—40°) и коробчатым профилем. Продольные сбросы достигают значительной амплитуды (5—6 км) в месте сопряжения с соседними антиклинориями. В пределах синклинория широко развита сеть диагональных взбросов с амплитудами в несколько сотен метров. Широтные сдвиги редки и не имеют существенных амплитуд.

На месте осевой зоны верхнепалеозойской геосинклинали (Южная горная цепь) располагается Быррангский антиклинорий. Его ширина достигает 30—40 км. Ядро сложено породами карбона и нижней перми. В местах воздымания шарнира обнажаются отложения верхнего структурного яруса фундамента. Моноклинально падающее (25—30°) северное крыло на большом протяжении антиклинория срезано сбросами с амплитудой до 4—5 км. Южное крыло, осложненное крутыми складками прерывистого типа и ступенчатыми продольными сбросами, представляет борт мезозойской геосинклинали. Здесь широким развитием пользуются диагональные сбросы с амплитудой до 3—4 км. В центральном и восточном Таймyre в поле развития прерывистых складок

южного крыла антиклинория по зонам сбросов выжаты гидрoхимические породы фундамента геосинклинали.

Следует указать, что в месте сочленения структур верхнепалеозойской геосинклинали и верхнепалеозойского поднятия располагается прерывистая цепь мезо-кайнозойских впадин, образующих узкую (30 км) Пясинско-Фаддеевскую депрессию.

Инверсия верхнепалеозойской геосинклинали, вероятно, происходила в триасе. По наличию обломков пермских песчаников, углей и долеритов в отложениях пермо-триаса Центрального синклинория можно полагать, что начальные стадии инверсии проявлялись в верхней перми. Складчатыми дислокациями этой стадии были охвачены районы, прилегающие к северному борту геосинклинали. Завершающие этапы инверсии относятся к среднему и, возможно, верхнему триасу. Они связаны с заложением мезозойской геосинклинали¹, определившейся в результате резкого смещения осевой зоны подвижного проседающего пояса еще далее к югу. Ими были обусловлены блоковые перемещения по продольным сбросам в южном крыле Быррангского антиклинория, а также раскрытие диаклазов в его осевой зоне. В это время произошло внедрение трещинных и лакколитоподобных малых щелочных интрузий, даек лампрофиров, габбро и перидотитов. В диаклазовых трещинах и трещинах, оперяющих сбросы, локализовались руды цветных металлов, редких и рассеянных элементов.

Мезозойская геосинклиналь охватывает территорию Таймырской низменности. В излагаемой концепции тектоники Таймырской складчатой области мезозойская геосинклиналь представляет собой зону дальнейшего развития подвижного пояса, распространившегося на платформу.

В тектоническом отношении мезозойская геосинклиналь находится на стадии доинверсионного развития. В ее пределах выделяются Усть-Енисейская и Хатангская впадины, разделенные диагональным поднятием, которое расположено на продолжении мегантиклинория верхнепалеозойской геосинклинали.

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ И ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНЫ

Предположение о существовании впадины между Таймырской складчатой зоной и Сибирской платформой было сделано еще Н. С. Шатским (1932). Территорию впадины, выполненную мезозойскими отложениями, он ограничивал только бассейном Хатанги, называя соответственно и всю впадину Хатангской. В дальнейшем Хатангскую впадину Н. С. Шатский (1935), А. Д. Архангельский (1941), Н. А. Гедройц (1951) и В. Н. Сакс (1940) стали протягивать до Енисея, рассматривая всю область между низовьями Енисея и Хатанги как единый передовой прогиб Таймырской складчатой зоны. Однако позже Н. С. Шатский (1951, 1952) пришел к выводу о самостоятельности Усть-Енисейской и Хатангской впадин. Этот вывод подтверждается имеющимся в настоящее время фактическим материалом (рис. 72).

Усть-Енисейская и Хатангская впадины входят в систему мезокайнозойских прогибов, окаймляющих Сибирскую платформу с запада (Западно-Сибирский прогиб), с севера (Енисейско-Ленский прогиб) и

¹ Представление о геосинклинальном развитии Таймыра в верхнем палеозое и Таймырской низменности в мезозое весьма спорно. — *Прим. ред.*

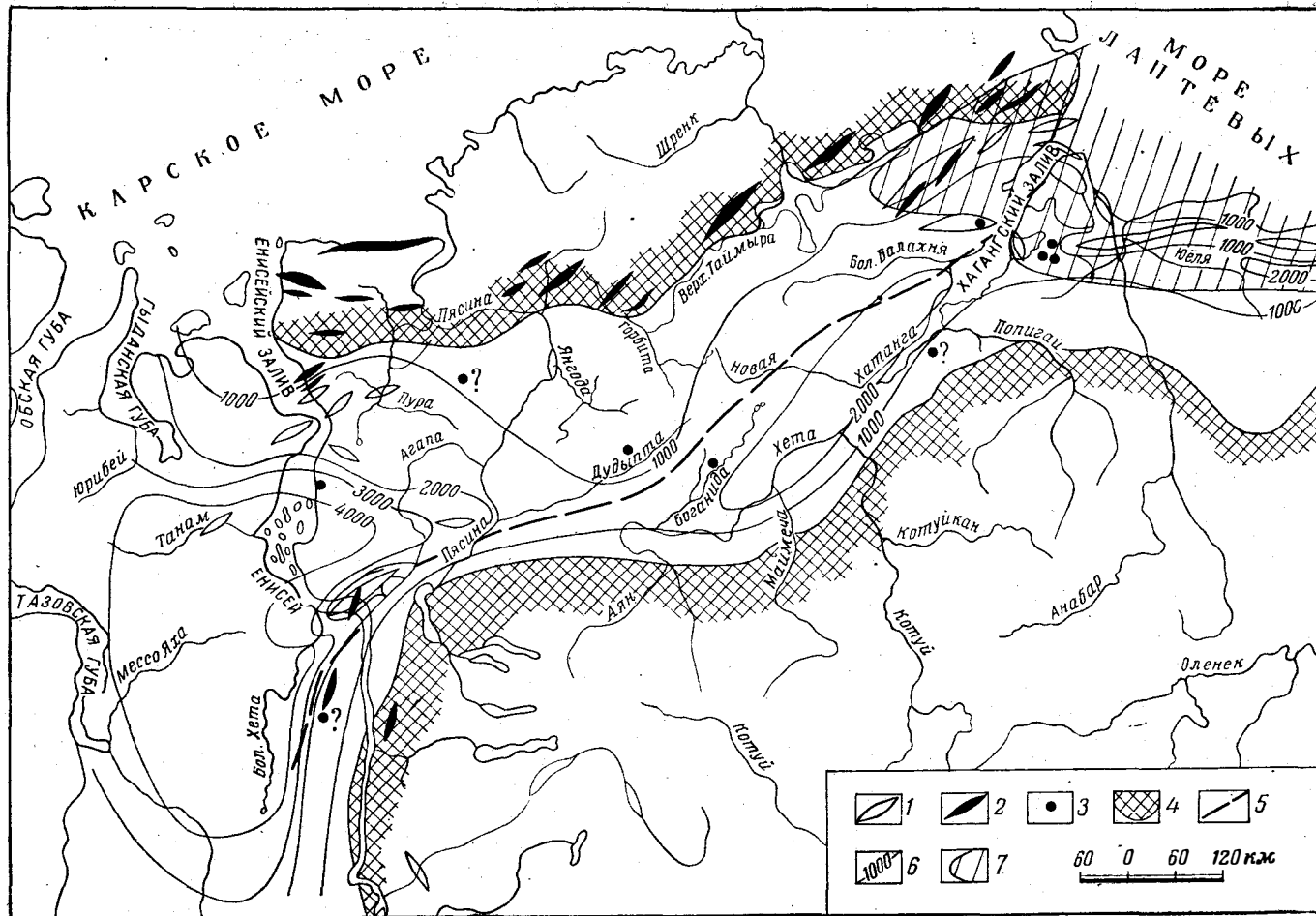


Рис. 72. Схема тектоники Усть-Енисейской и Хатангской впадин

1—положительные структуры в мезозойских отложениях; 2—положительные структуры в палеозойских и нижнетриасовых отложениях; 3—куполовидные структуры; 4—границы области развития на поверхности палеозойских и нижнетриасовых отложений; 5—предполагаемая южная граница области проявления интенсивной складчатости в палеозойских и нижнетриасовых отложениях; 6—изолинии предполагаемых суммарных мощностей юрских и меловых отложений через 1000 м; 7—область распространения отложений триаса, более молодых, чем эффузивно-туфовая свита

с востока (Приверхоленский и Ангаро-Вилуйский прогибы). Эти прогибы распадаются на ряд отдельных впадин, разделенных погребенными порогами. Формирование всей системы прогибов началось в юрском периоде и продолжается до настоящего времени (на севере и востоке с перерывом в третичном периоде).

Усть-Енисейская впадина представляет часть Западно-Сибирского прогиба, а также занимает западную часть Енисейско-Ленского прогиба. Впадина ограничена с севера сооружениями Таймырской складчатой области, с юго-востока — Сибирской платформой (включая сюда и носящие переходной характер складки Приенисейской складчатой зоны). Границы впадины определяются появлением на поверхности пород палеозоя и нижнего триаса, составляющих ее фундамент. На юго-западе и западе Усть-Енисейская впадина не имеет четкой границы; можно лишь предполагать наличие подъема фундамента к югу от Турухана, в среднем и верхнем течении Таза, на водоразделе Пура и Надыма и вдоль восточной части Тазовского и Гыданского полуостровов. Здесь, в центральной части Усть-Енисейской впадины, на поверхность выходят меловые отложения, перекрытые третичными слоями. Для бассейна Турухана сейсмические исследования подтвердили подъем фундамента к югу на глубину от 4—5 до 2,4 км. Магнитное поле тоже указывает на приближение к поверхности магнитных пород фундамента в среднем и верхнем течении Таза (глубины залегания магнитных аномалий местами менее 2 км), а отчасти и вдоль западного края впадины.

Граница между Усть-Енисейской и Хатангской впадинами намечается по водоразделу между бассейнами р. Пясины с одной стороны и р. Верхней Таймыры и левого притока Хеты-Боганиды — с другой. Верхнее течение самой Хеты при этом оказывается уже в пределах Усть-Енисейской впадины. Такое положение разделяющего впадины порога подтверждается в северной части наличием погребенного Янгода-Горбитского поднятия с залеганием дислоцированных трапповых пластовых интрузий на глубинах нескольких сотен метров, а местами, возможно, и менее 100 м (данные Левина и Крюкова). Мезозойский покров здесь очень маломощный, иногда и вовсе отсутствует (между реками Горбитой и Верхней Таймырой траппы и пермские осадочные породы выходят непосредственно на поверхность). Южнее Янгода-Горбитского поднятия магнитное поле становится спокойным, что указывает на значительное погружение возмущающих тел. Вместе с тем есть все основания думать, что глубина залегания фундамента и здесь меньше, чем внутри Усть-Енисейской и Хатангской впадин. В пользу такого заключения говорит общий характер залегания юрских и меловых пород, определяющий появление внутри названных впадин по мере удаления от порога все более молодых горизонтов мела. Юрские и нижнемеловые отложения в верхнем течении Хеты, как показали исследования В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной (1957), отходят к северу от края Сибирской платформы, намечая тем самым положение порога. В области этого порога верхнемеловые отложения местами, по-видимому, непосредственно налегают на морской нижний мел и нижние горизонты угленосной толщи (реки Авам, Ледяная, Боярка), что указывает на выпадение из разреза толщи более 1 км мощностью и, следовательно, на ослабление тенденции к погружению в меловом периоде. Внутри Усть-Енисейской и Хатангской впадин погружение в меловом периоде было непрерывным и поэтому здесь наблюдается полный разрез мела.

Южная граница Хатангской впадины определяется появлением на поверхности пород нижнего триаса и палеозоя, слагающих северный край Сибирской платформы. Северная граница впадины тоже должна совмещаться с границей области сплошного развития этих пород в пределах Таймырской складчатой зоны. Однако краевая часть ее вместе с прилегающими участками Хатангской впадины в районе Таймырского озера и далее на восток оказались переработанными позднейшими складчато-глыбовыми движениями. В результате этого отдельные блоки палеозоя и нижнего триаса обнаруживаются в поле развития юры и мела внутри Хатангской впадины (возвышенности Кирыка-Тас и Тулай-Кирыка-Тас), тогда как в зонах опусканий мезозойские отложения глубоко вдаются в палеозойские сооружения Таймырской складчатой области.

Граница Хатангской и Лено-Анабарской впадин устанавливается на левобережье Анабара по наличию перегиба, расположенного на продолжении Попигаевского выступа Сибирской платформы в залегании юрских и меловых слоев. Далее на север можно условно совместить эту границу с осевой линией складок п-ова Пакса и островов Бегичева и Преображения.

Усть-Енисейская впадина выделяется по амплитуде прогибания, составившей в юрском и меловом периодах в ее центральных частях не менее 4,5—5 км (по данным сводного разреза юры и мела и сейсморазведки). Появление третичных отложений указывает на расположение наиболее глубоко погруженных участков Усть-Енисейской впадины к западу от Енисея — на Гыданском полуострове и в низовьях Таза. Фундамент впадины слагают палеозойские и нижнетриасовые породы; выполняющая впадину толща пород начинается с домерского яруса.

Хатангская впадина в целом прогибалась менее интенсивно. Суммарная мощность юры и мела в ее пределах составляла не более 2,5 км. Зона наибольшего прогибания в юрском периоде и в нижнемеловую эпоху находилась в северной части впадины, где мощность соответствующих отложений больше; в верхнемеловую эпоху эта зона сместилась к югу, в центральную часть бассейна Хеты и Хатанги. Формированию Хатангской впадины в юрском и меловом периодах предшествовало очень интенсивное прогибание ее северной и северо-восточной частей в триасовом периоде. Мощности триаса доходят здесь до 1,6—3,2 км. Можно предполагать, что опускание в триасовом периоде происходило у подножия поднимавшихся складчатых сооружений Таймыра, будучи приурочено к краевому прогибу, заполнявшемуся в основном продуктами разрушения таймырских гор. К югу от Кирыка-Таса, района мыса Цветкова и Тигяно-Анабарской антиклинали и к западу от восточного окончания Таймырского озера триасовые отложения, за исключением нижнего триаса, не установлены.

Вероятно, до начала юрского периода они имели более широкое распространение, будучи размыты в результате происходивших на границе триаса и юры поднятий. В своем же современном виде Хатангская впадина оформилась уже в начале юрского периода, по-видимому, только в домерском веке, так как самые низы нижней юры присутствуют лишь в восточной части впадины.

Строение фундамента Усть-Енисейской и Хатангской впадин обнаруживает существенные различия. В пределах Усть-Енисейской впадины в фундаменте, даже на участках, расположенных близко к краю Сибир-

ской платформы, например на Мало-Хетской антиклинали, развиты сильнодислоцированные и метаморфизованные палеозойские и нижнетриасовые породы с зафиксированными в скважинах углами падения от 25 до 80°.

Спокойный характер магнитного поля в центральной, наиболее глубоко погруженной части впадины позволяет допускать здесь, как это и делает В. Н. Соколов (1957), наличие платформенного участка, перекрытого мощной толщей осадочных пород палеозоя. Вероятнее, однако, что отсутствие магнитных аномалий объясняется наряду с отсутствием крупных тел магнитных магматических пород значительным опусканием поверхности фундамента (поскольку и южнее, на Мало-Хетской антиклинали, породы фундамента сильно дислоцированы). В северной части Усть-Енисейской впадины распределение магнитных аномалий наряду с данными гравиметрии и сейсморазведки делает почти несомненным наличие в фундаменте дислоцированных палеозойских отложений с силлами траппов в них. Такие же породы (быть может, частично и нижний триас) слагают погребенное Янгодо-Горбитское поднятие, имея здесь северо-восточное простирание. Это определяет продолжение дислоцированного палеозоя и нижнего триаса на юго-запад, в центральную часть Усть-Енисейской впадины и далее к югу на соединение со складками Приенисейской зоны. Только вдоль края Сибирской платформы кажется вероятным нахождение в фундаменте Усть-Енисейской впадины слабодислоцированных палеозойских и нижнетриасовых отложений. Данные сейсморазведки, приводимые М. П. Зенченко, позволяют предполагать, что сравнительно слабо дислоцированы породы фундамента между речью Енисея и Большой Хетой.

В пределах Хатангской впадины, в ее северной части, фундамент составляют сильнодислоцированные породы палеозоя и низов нижнего триаса. Триасовые отложения в северной и восточной частях впадины слагают самостоятельный структурный этаж и тоже входят в состав фундамента образовавшейся в юрском периоде впадины. Ряд исследователей: И. М. Мигай (1952), М. Г. Равич, Л. А. Чайка и Г. А. Быстрова (1955 г.), В. Д. Дибнер и Л. А. Чайка (1956 г.) — склонны объединить палеозой и триас в один структурный этаж, считая, что складчатость на Таймыре имела место после отложения триаса. Фактический материал, приведенный по Нордвикскому району М. К. Калинин и Т. М. Емельяnceвым и по району мыса Цветкова И. С. Грамбергом, позволяет утверждать, что на границе перми и триаса, в нижнем триасе после отложения эффузивно-туфовой свиты и, возможно, между нижним и средним триасом были проявления складчатости. Надо думать, что основная складчатость на Таймыре имела место именно в начале нижнего триаса, одновременно с трапповым вулканизмом.

Дислоцированные палеозойские и нижнетриасовые отложения продолжаютя на юг до района горы Балахна и сопки Белой. В южной и восточной частях Хатангской впадины и в палеозое наблюдаются платформенные структуры (Тигяно-Анабарская антиклиналь, соляные купола). Эта область должна рассматриваться как погруженная часть Сибирской платформы, имеющая наибольшие перспективы для поисков нефти в палеозое.

По данным И. С. Грамберга (1958) и А. Б. Алексеевой, на севере Хатангской впадины триасовые отложения дислоцированы.

В восточной части впадины, в Нордвикском районе, триас участвует в строении платформенных структур; угловое несогласие между триасом и юрой теряется, и триасовый структурный этаж как самостоятельная структурная единица исчезает.

Юрские и меловые отложения в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин зачастую лежат почти горизонтально, местами же слагают отдельные платформенные структуры. В целом устанавливается возрастание степени дислоцированности юрских и меловых пород в северных частях впадин, примыкающих к Таймырской складчатой зоне. Это связано, вероятно, с глыбовыми движениями, захватившими Таймыр в конце юрского и в меловом периодах. Кроме того, складчатость в юрско-меловой толще становится более интенсивной в восточной части Хатангской впадины, где намечается переход к линейным складкам окраинных участков Верхоянской складчатой зоны.

В Усть-Енисейской впадине, как видно на профиле вдоль Енисея (рис. 73), зона наибольшего прогибания несколько смещена в сторону Сибирской платформы. В северной части впадины данные геофизики позволяют установить большую мощность мела и значительное сокращение мощности юры (вероятно, за счет выклинивания нижней и средней юры). На прилегающих к Сибирской платформе участках происходит то же самое: нижняя часть средней юры выпадает из разреза уже в восточной части Мало-Хетской антиклинали (Точинское и Суходудинское поднятия), а также в направлении к Дудинке и Енисею. Наиболее высокие горизонты разреза мела тоже приурочены к зонам наибольшего прогибания впадины.

Среди локальных структур в южной части Усть-Енисейской впадины особо выделяется Мало-Хетская антиклиналь — крупная платформенная складка северо-восточного простирания протяженностью не менее 120 км и с подъемом слоев в сводовой части до 1500 м. В формировании этой складки, как и других структур мезозоя, большую роль, по-видимому, сыграли глыбовые движения фундамента. Они привели, в частности, к образованию на юго-восточном крыле складки перед отложением мела взброса с амплитудой до 900 м, обусловившего надвигание нижнего триаса на юру. Процесс формирования Мало-Хетской антиклинали, наложившейся несогласно на структуры палеозоя и нижнего триаса, был достаточно длительным.

На отдельных участках поднятия происходили уже в течение нижне- и среднеюрской эпох. В конце юрского периода (рис. 74) возникла крупная складка, рост которой продолжался, вероятно, на протяжении всего мелового периода. После отложения мела складка была перебиты многочисленными сбросами.

В Усть-Енисейской впадине в меловых отложениях встречаются также куполовидные структуры, например Яковлевский купол с превышением слоев на своде до 650 м, а в поперечнике имеющий всего 3—4 км. Известны брахискладки (структура Сигирте-надо на р. Танаме). В северной части впадины намечается существование ряда пологих складок (на Дорофеевском полуострове, на реках Казачьей, Гольчихе, Сопочной, Пуре), возможно присутствие и куполовидных структур (сопка Круглая на р. Буотонг-Кага). Некоторые из складок располагаются несогласно по отношению к структурам палеозоя. Соляные купола в Усть-Енисейской впадине не устанавливаются.

В Хатангской впадине наиболее глубоко погруженная часть тоже, по-видимому, была смещена к Сибирской платформе и располагалась

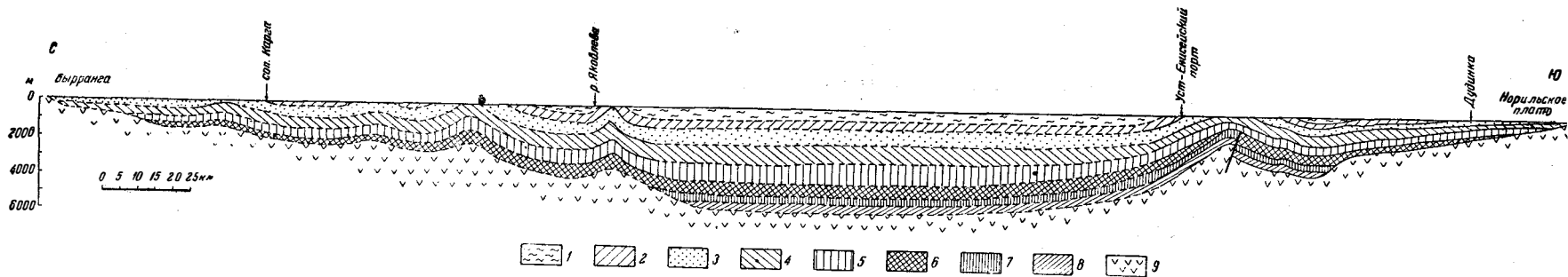


Рис. 73. Геологический разрез по линии плато Бырранга—Норильское плато (Составил В. Н. Сакс)

1 — сантон—кампан; 2 — турон—коньяк; 3 — альб—сеноман; 4 — баррем—альб; 5 — валанжин—готерив; 6 — верхняя юра; 7 — средняя юра; 8 — нижняя юра; 9 — палеозой и нижний триас

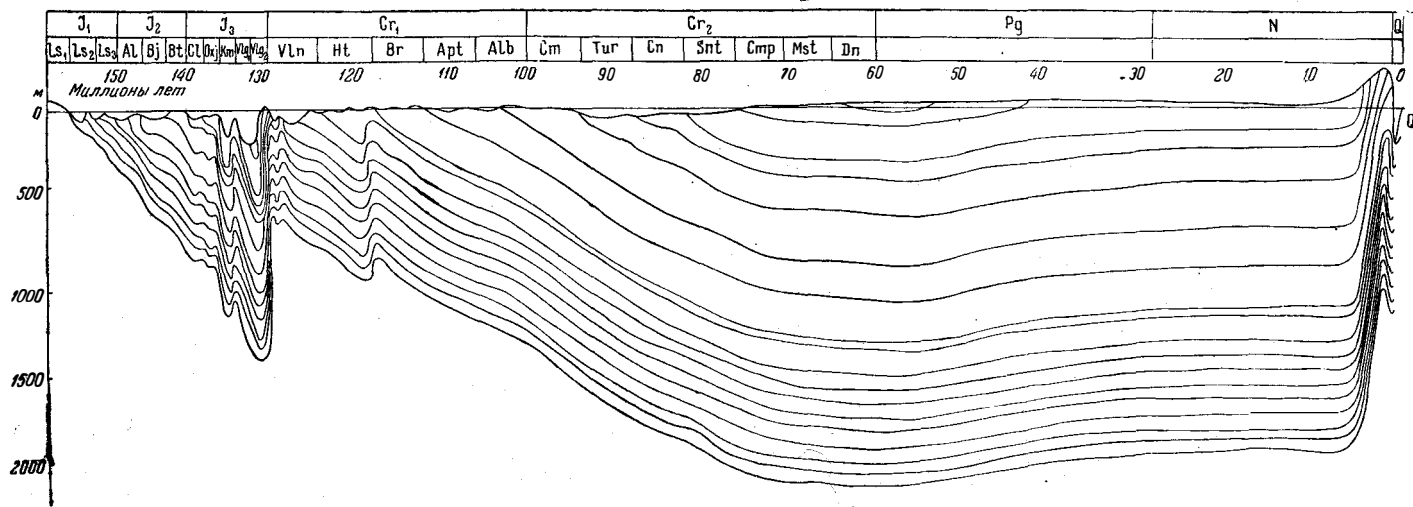


Рис. 74. Движения земной коры в пределах Мало-Хетского поднятия с начала юрского периода

вдоль рек Хеты, Хатанги и Хатангского залива. В западной и южной частях впадины юрские и меловые отложения лежат почти горизонтально. Соляной купол, по данным Н. Н. Урванцева, есть в области порога, разделяющего Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины (сопка Чагдай на р. Дудыпте). Наличие соляных куполов предполагается на р. Богданихе и в низовьях р. Блудной. Ряд соляных куполов описаны М. К. Калинко (1956) в Нордвикском районе (Юрюнг-Тумус, Кожевниково, Ледовка, предположительно Усть-Тигян). Юрские и меловые отложения на склонах куполов сильно дислоцированы, перебиты многочисленными сбросами. Большинство куполов приурочено к переклиналильным окончаниям антиклинальных складок; купол Ледовка находится в синклинали.

Тигяно-Анабарская антиклиналь, протягивающаяся в широтном направлении от р. Тигян к Анабарскому заливу, представляет крупную платформенную складку, располагающуюся на продолжении складок переходного типа в краже Прончищева. Слагающие антиклиналь триасовые, юрские и меловые отложения, по мнению М. К. Калинко и Т. М. Емельянцева, несогласно налегают на пермь и были смяты в складку уже после отложения нижнего мела. Однако налегание юры на различные горизонты верхнего триаса, непостоянные мощности верхней юры и морского нижнего мела делают более вероятным длительное на протяжении мезозоя формирование Тигяно-Анабарской антиклинали и соседних с нею структур (Ильино-Кожевниковская, Южно-Тигянская, Юрюнг-Тумусская складки).

К западу от Тигяно-Анабарской и Ильино-Кожевниковской антиклиналей складки в мезозое встречаются реже. Имеется, по-видимому, меридиональная складка, восточное крыло которой обнаружено на западном берегу п-ова Хара-Тумус. Глыбовые поднятия сопки Белой и Балахны приурочены, судя по залеганию на их периферии меловых отложений, к своду крупной брахискладки широтного направления.

На север от Тигяно-Анабарской антиклинали отходит складка, западное крыло которой вскрывается на п-ове Пакса и на о-ве Бегичева, а восточное — по линии сброса опущено под уровень моря. На продолжении этой складки располагается структура близкого к широтному направления, свод которой проходит южнее о-ва Преображения и затем появляется на р. Журавлевой. Остров Преображения представляет, по-видимому, отдельный горст на северном крыле складки.

Еще севернее находится антиклинальная складка, прорезаемая р. Чернохребетной и срезанная берегом моря Лаптевых у мыса Цветкова. В ядре этой складки, по описанию И. М. Мигая (1952) и И. С. Грамберга (1958), лежат пермские отложения, а на крыльях — триасовые с углами падения $45-80^\circ$, а также юрские и нижнемеловые (углы падения $20-40^\circ$). К западу от антиклинали мыса Цветкова р. Малая Подкаменная вскрывает сложенное нижнеюрскими породами ядро другой антиклинали северо-северо-восточного простирания, имеющей вид брахискладки. К юго-западу и юго-востоку от антиклинали р. Малой Подкаменной, в бассейне р. Малой Новой и ниже по течению р. Подкаменной в поле развития нижнемеловых толщ возможно наличие брахискладок. На северо-восточном продолжении антиклинали, прорезаемой р. Малой Подкаменной, в верхних течениях рек Журавлевой, Осипа и Чернохребетной антиклинальная складка в триасовых отложениях с эффузивно-туфовой свитой в ядре описана А. Б. Алексеевой.

Далее на запад над окружающей равниной резко выступают возвышенности Тулай-Кирыка-Тас и Кирыка-Тас, представляющие горсты, сложенные пермскими отложениями. Поднятие Тулай-Кирыка-Тас, по данным В. А. Виноградова и В. Н. Хорькова, приурочено к своду антиклинальной складки, на северном крыле которой последовательно выходят породы нижнего и среднего триаса с углами падения до $40-85^\circ$ и нижней (?) юры (углы падения $10-12^\circ$). Поднятие Кирыка-Тас охватывает две антиклинальные складки в пермских отложениях и разделяющую их синклиналь, выполненную эффузивно-туфовой свитой и морскими осадками нижнего триаса. Создается впечатление, что эти поднятия принадлежат к складчато-глыбовым структурам, отличающимся от расположенных восточных складок в мезозое только большим развитием глыбовых движений. Тесно связаны рассматриваемые структуры и со структурами северного обрамления Хатангской впадины, где наблюдается чередование приподнятых блоков, сложенных палеозойскими породами, с впадинами, имеющими характер синклиналей и выполненными юрскими и меловыми отложениями (впадина в районе залива Байкура-Неру и р. Нюнькараку-Тари, впадина в районе рек Бикадангуома и Муруптума-Тари).

Развитие описываемых структур в северной части Хатангской впадины началось в конце пермского и начале триасового периодов, когда проявлялась основная складчатость в Таймырской складчатой области. На складки несогласно наложился структуры, сформировавшиеся на границе триаса и юры. Начавшееся после этого прогибание всей Хатангской впадины в близких к современным границах сопровождалось подвижками, приведшими к разрывам перед отложением осадков кимериджского, нижневолжского и валанжинского ярусов, а также при переходе к накоплению нижнемеловой угленосной толщи.

Окончательное формирование структур мезозоя на севере Хатангской впадины осуществилось, несомненно, после нижнемелового и даже верхнемелового времени. Проявление движений на структурах, а особенно на глыбовых подвижках позже верхнемелового времени кажется бесспорным.

Сейчас известно, что тектонические движения в конце третичного и в четвертичном периоде проявились на территории Усть-Енисейской и Хатангской впадин весьма интенсивно. Прогибание впадин, прервавшееся в конце мелового периода, возобновилось снова в четвертичном периоде (со второй его половины). Как показывают мощности накопившихся осадков, оно протекало с большей скоростью в Усть-Енисейской впадине и с меньшей — в Хатангской, особенно на востоке ее. По-видимому, многие структуры, наблюдаемые в мезозойских отложениях, окончательно оформились в конце третичного и начале четвертичного периодов. Об этом свидетельствуют следы интенсивного континентального выветривания верхнемеловых морских отложений Усть-Енисейской впадины, очевидно долгое время находившихся вблизи поверхности. В породах же альб-сеноманских и более древних горизонтов меловой системы следы такого выветривания (изменения состава обменных оснований и легкорастворимых солей) не установлены.

Следовательно, в третичном периоде эти породы даже на сводах структур были перекрыты верхнемеловыми слоями, размытыми при поднятии структур лишь перед отложением среднетретичных осадков. Подъем структур продолжался и в верхнетретичную эпоху. На это указывает положение подошвы четвертичных пород, составляю-

щее на отдельных поднятиях Мало-Хетской антиклинали около 2—3 см в столетие, Яковлевский купол, а на структуре Сыгирте-надо (р. Танама) не менее 5 см (Сакс и Ронкина, 1957).

В конце третичного и в четвертичном периоде происходило формирование солянокупольных структур и поднятие отдельных горстовых блоков, чаще всего приуроченных к сводам структур. Подтверждением этого является: выраженность ряда таких структур в рельефе (купол Юрюнг-Тумус, сопки Белая, Балахна, Чагдай на р. Дудыпте, возвышенности Кирыка-Тас и Тулай-Кирыка-Тас), отсутствие четвертичных отложений на кепроках соляных куполов и заполнение карстовых воронок на сводах куполов исключительно четвертичными породами. Особо быстрым был рост купола Юрюнг-Тумус; галька пород этого кепрока, по наблюдениям М. К. Калинко (1954), не встречается в отложениях даже начала верхнечетвертичной эпохи, но в изобилии появляется в осадках более позднего времени. По данным М. К. Калинко и др. (1956), признаки подъема соляных штоков на протяжении перми и мезозоя отсутствуют; очевидно, штоки соли оформились только в конце третичного и начале четвертичного периодов.

Долины многих рек залегают значительно выше подошвы четвертичного покрова. Это обстоятельство убедительно говорит о продолжавшихся в четвертичном периоде движениях на участках мезозойских структур. Вследствие этого реки следуют направлению ослабленных зон на крыльях и сводах структур (например, Енисей, заворачивающий вдоль северо-западного крыла Мало-Хетской антиклинали). П. С. Воронов пришел даже к выводу о том, что большинство рек в низменности подчинены в своем направлении структурным элементам. На процесс обновления древних разломов в четвертичном периоде указывают также выходы газов, пробивающихся к поверхности через толщу вечной мерзлоты вдоль линий мезозойских сбросов (Мало-Хетская антиклиналь, левобережье р. Анабара). С тектоникой, по-видимому, тесно связаны и основные черты рельефа в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин. Явственно выступает на поверхности погребенное Янгодо-Горбитское поднятие; долины рек Хеты и Хатанги приурочены к осевой части Хатангской впадины. Можно предположить тектоническое происхождение и для высоких водораздельных хребтов между Дудыптой и Боганидой, Дудыптой и Янгодой, для возвышенностей Ушкан-Камень на Дудыпте, Сыгирте-надо на Танаме и возвышенностей Дорофеевского полуострова.

На многих участках в четвертичных отложениях наблюдаются нарушения, пологие, а подчас и крутые складки, иногда связанные с проявлениями ледниковой тектоники, иногда же имеющие несомненно тектоническое происхождение (например, складки на берегах Дорофеевского полуострова). Все это говорит о большой роли новейшей тектоники в формировании структуры Усть-Енисейской и Хатангской впадин.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Тектоника восточной (приенисейской) части Западно-Сибирской низменности изучена в настоящее время еще очень слабо. Наличие мощного чехла рыхлых, преимущественно континентальных мезозойских и кайнозойских осадков, многочисленные перерывы внутри этой толщи, а также малая доступность территории создают значительные трудности для выяснения ее геологического строения. Бурение глубоких опор-

ных скважин, начатое на восточной окраине Западно-Сибирской низменности в 1952 г., дало ценный материал для познания глубинного строения этой площади. Вся площадь низменности покрыта аэромагнитной съемкой. На некоторых участках проложены сейсмо- и электропрофили. В результате проведенных работ появилась возможность уточнить представление о тектоническом строении описываемой территории.

Как и вся Западно-Сибирская низменность, ее восточная окраина имеет четкое двухъярусное строение. Нижний ярус — складчатый фундамент — сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными отложениями докембрия и палеозоя. Верхний ярус — платформенный чехол полого залегающих, большей частью рыхлых мезозойских и кайнозойских отложений, мощность которых составляет в среднем 2000—3000 м и увеличивается на севере в пределах Усть-Енисейской впадины до 4000—4500 м. По направлению к восточному и южному бортам низменности мощность чехла резко сокращается до нескольких сотен и десятков метров.

В ряде мест фундамент низменности состоит из двух-трех структурных этажей. Верхние структурные этажи сложены слабодислоцированными неметаморфизованными палеозойскими, нижнетриасовыми и рэт-лейасовыми отложениями. В пределах красноярской части Западно-Сибирской низменности такие участки отмечены в районах Тегульдетской, Касской и Обско-Тазовской впадин и, по-видимому, близ Усть-Порта на Енисее.

О строении фундамента Западно-Сибирской низменности, в том числе и ее восточной части, высказано много различных гипотез. Некоторые авторы, например Наливкин (1933), предполагают далекое (до Урала и Казахстана) прослеживание в фундаменте низменности цоколя докембрийской Сибирской платформы. Другие распространяют погруженную часть Сибирской платформы до системы р. Таза, к западу от которой намечают область развития складчатого палеозоя. Наконец, третьи (Ростовцев, 1956, 1958; Дербинов, 1958) проводят границу Сибирской платформы примерно по р. Енисею. Основанием для этого служит резкое различие магнитных и гравитационных полей Западно-Сибирской низменности и Сибирской платформы. Если в пределах платформы, например в районе Енисейского кряжа, наблюдаются узкие вытянутые магнитные аномалии, то для Западно-Сибирской низменности характерны широкие полосовые магнитные аномалии типа Касской. Гравитационное поле Сибирской платформы в целом отрицательное, тогда как в низменности оно в основном положительное. Это, возможно, свидетельствует о приближении в пределах низменности к дневной поверхности слоя Мохоровичича и о более значительном его погружении в пределах Сибирской платформы. В этой связи наличие глубинного разлома между Сибирской платформой и Западно-Сибирской низменностью вполне вероятно.

На тектонических схемах Н. Н. Ростовцева и Т. Н. Симоненко (1956, 1959) к западу от древней Сибирской платформы выделяется байкальская складчатая зона, обнажающаяся в Сухотунгусском районе, на Енисейском кряже (к северу от пристани Предивная), в Восточных Саянах (бассейн р. Маны) и вскрытая скважинами вблизи устья р. Елогья (левый приток Енисея).

Каледонские структуры Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, характеризующиеся складчатыми дугами, выпуклыми частями обра-

ценными к северо-западу, прослеживаются до 62° с. ш., где ограничиваются, по-видимому, поперечным глубинным разломом. К северу от последнего располагается область, в которой одними авторами показываются герцинские структуры, другими — каледонские или докембрийские. Примерно севернее 67° намечается зона распространения герцинской складчатости, постепенно расширяющейся с приближением к устью р. Енисея. Западнее, в бассейнах рек Таза и Пура, предполагается наличие древнего Обско-Тазовского кристаллического массива, перекрытого рыхлыми мезозойскими и, возможно, палеозойскими отложениями.

В составе складчатого фундамента восточной части Западно-Сибирской низменности выделяются два крупных кристаллических массива — Касский и Чулымский, характеризующиеся положительным магнитным и отрицательным гравитационным полями. Эти массивы перекрываются слабодислоцированными палеозойскими отложениями в фациях, близких к фациям межгорных впадин типа Минусинских. В нижнепалеозойское время эти массивы, по-видимому, представляли собой устойчивые зоны поднятий, окруженные геосинклиналями. Заметное погружение их началось лишь в среднем палеозое.

Л. Я. Проводников полагает (1957), что структуры древнего Енисейского массива в фундаменте Западно-Сибирской низменности простираются от устья р. Сыма в северо-западном направлении до нижнего течения р. Елогуя. Салаирские структуры Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна он считает простирающимися далеко на север, где они, по его мнению, соединяются с так называемой Туруханской зоной салаирской складчатости. Севернее этой зоны (примерно от района Усть-Порта) располагается область развития герцинских складчатых сооружений Урала и слившихся с ними структур Обь-Енисейской складчатой зоны.

И. В. Дербинов (1958) отмечает, что докембрийская Сибирская платформа западнее р. Енисея не распространяется, и указывает на возможность наличия лишь относительно узких клиньев докембрия в ядрах антиклинориев более молодой складчатости. Обнажающиеся в Алтае-Саянской области складчатые сооружения (восточная полоса салаирид) И. В. Дербинов протягивает на север примерно параллельно Сибирской платформе до широты 62°. Севернее он выделяет Вахскую зону поперечных дислокаций, которая с запада ограничивается меридионально ориентированными структурами восточной полосы салаирид. И. В. Дербинов полагает, что Вахская зона поперечных дислокаций является частью каких-то структур более крупного плана. В районе Вахской зоны и к северу от нее, по левобережью р. Енисея, предполагается наличие глубинного разлома, заложившегося еще в докембрии и неоднократно подновлявшегося в палеозое. В нижнем течении р. Енисея (Усть-Енисейская впадина) фундамент, по мнению И. В. Дербинова, составляет одно целое с герцинским фундаментом Таймырской депрессии, отделяющим складчатые сооружения Таймырского полуострова от Сибирской платформы и окаймляющей ее зоны триасовых дислокаций.

Для рассмотренных выше точек зрения общим является представление о широком распространении каледонид на юге, герцинид — на севере и байкалид — на востоке описываемой территории, что и отражено на прилагаемой схеме (рис. 75). Спорными являются представления о строении промежуточной части, не заштрихованной на этой

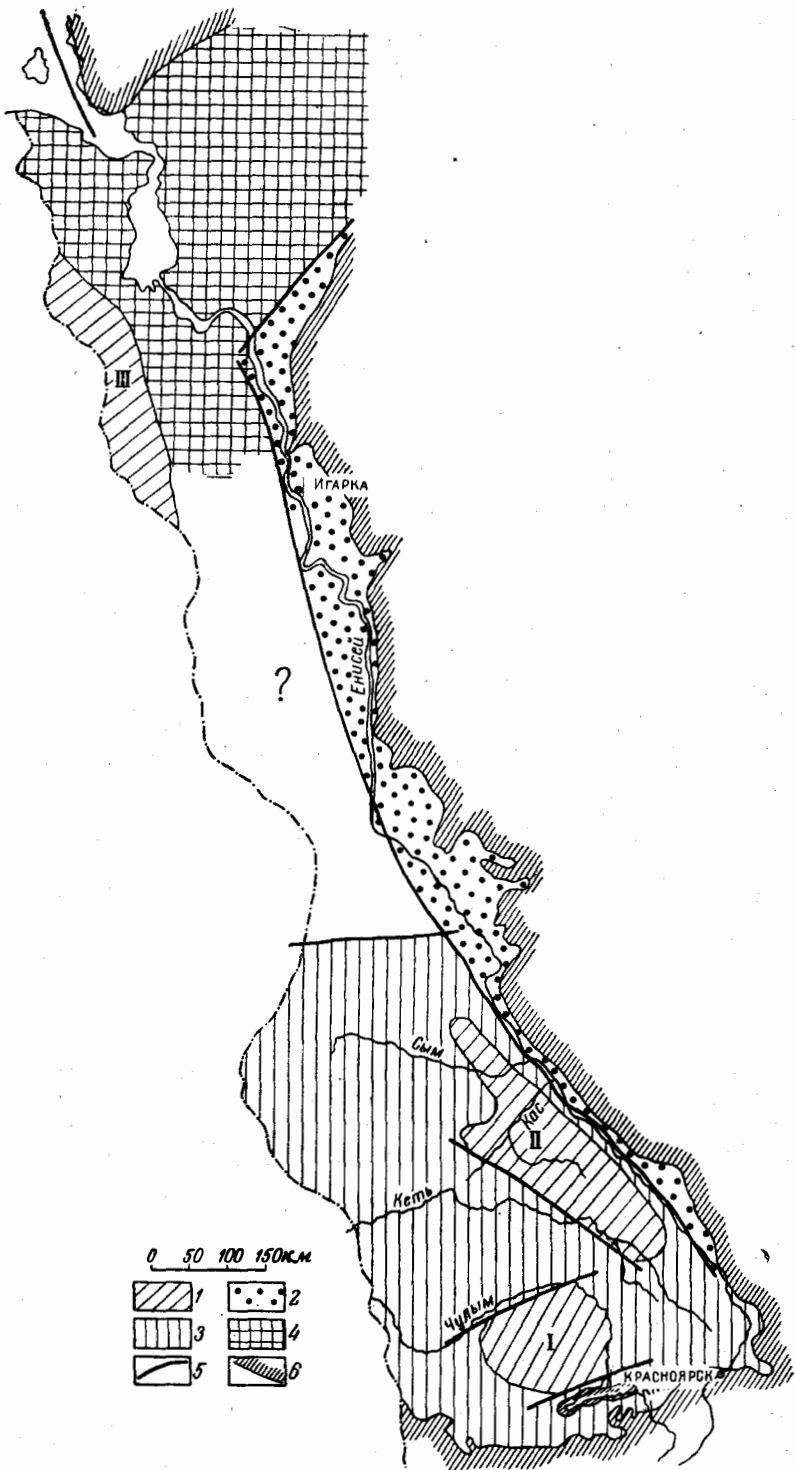


Рис. 75. Схема строения фундамента восточной части Западно-Сибирской низменности (Составили А. А. Булытников, Н. Н. Ростовцев, 1958)

1 — предполагаемое распространение докембрических кристаллических пород с мощным (5–7 км) покровом полого залегающих палеозойских и мезо-кайнозойских отложений (I — Тегульдетская, II — Касская, III — Обско-Тазовская впадины); 2 — предполагаемое распространение байкальской складчатости; 3 — предполагаемое распространение каледонской складчатости; 4 — предполагаемое распространение преимущественно герцинской складчатости; 5 — глубинные разломы; 6 — граница сплошного распространения мезо-кайнозойских отложений

схеме. Здесь возможны варианты залегания под мезозоем следующих структур: 1) докембрийского фундамента; 2) герцинской складчатой области; 3) герцинской и каледонской складчатых областей и др.

В девонский, каменноугольный и пермский периоды в ряде мест шло накопление осадков в полуплатформенных условиях. Ими выполнялись отдельные впадины, типа межгорных, приуроченных к вышеупомянутым кристаллическим массивам. В конце палеозойской эры основная территория Западно-Сибирской низменности превращается в сушу, которая просуществовала в течение всего триасового периода и нижние и частично среднелейасовой эпох. В это время были смыты значительные массы палеозойских образований. В нижнетриасовую эпоху в небольших локальных районах низменности происходило образование вулканогенно-осадочных толщ. Не исключено нахождение подобных небольших впадин, выполненных нижнетриасовыми отложениями, и в восточной части низменности, например в районе Усть-Порта. Отложения среднего и верхнего триаса (кроме рэта) в Западно-Сибирской низменности пока неизвестны.

На тектонической схеме (рис. 76) показаны предполагаемые глубинные разломы. Один из них, о котором уже упоминалось выше, простирается вдоль западного края Сибирской платформы¹. Остальные разломы проведены вдоль магнитных градиентов и ступеней в поверхности фундамента. Приаргинский разлом, намеченный вдоль ступени фундамента, охватывает, по-видимому, и юрские отложения, слагающие здесь крутонаклонные (до 75°) флексуорообразные складки, разбитые мелкими трещинами, выполненными кварцем.

С середины среднелейасовой эпохи начал формироваться мощный полого залегающий мезо-кайнозойский покров Западно-Сибирской низменности. В течение мезозойской эры восточная окраина низменности, особенно ее южные районы, неоднократно становились областью относительного подъема, на что указывают многочисленные случаи размыва кровли юры, готерив-баррема, апт-альба и верхнего мела, а также выпадение из разреза ряда свит (на юге и востоке). В третичный период данная территория испытывала устойчивое воздымание, о чем свидетельствует чрезвычайно ограниченное распространение третичных отложений обычно очень небольшой мощности.

В мезо-кайнозойском покрове восточной части Западно-Сибирской низменности отмечаются структуры первого (крупные зоны поднятий и впадины), второго (валы, прогибы и мульды) и третьего (локальные поднятия) порядков (см. рис. 70). Такие структуры встречаются в мезозойских, третичных и четвертичных отложениях.

Ввиду чрезвычайно слабой изученности северо-восточной окраины Западно-Сибирской низменности в настоящее время возможно выделение единичных структур первого, второго и третьего порядков.

В нижнем течении р. Енисей, к северо-западу от Сибирской платформы, выделяется крупная Усть-Енисейская впадина.

К югу от Усть-Енисейской впадины, западнее пос. Ермаково, гравиметрическими исследованиями установлена меридионально вытянутая Маковская локальная впадина, восточнее которой сейсморазведочными работами выявлено очень небольшое (несколько километров в поперечнике) изометричной формы Ермаковское локальное поднятие.

¹ Западное ограничение Сибирской платформы нельзя считать окончательно установленным. *Прим. ред.*

Значительно детальнее, но также еще недостаточно полно изучено тектоническое строение южной части описываемой территории — Чулымо-Енисейского района, где пробурены четыре опорные скважины, большое количество колонковых разведочных скважин и сосредоточены геофизические работы. В течение длительного времени господствовало представление о существовании в Чулымо-Енисейском районе одной крупной межгорной впадины (синеклизы), возникшей в конце силурийского периода и продолжавшей унаследованно развиваться в последующие периоды палеозойской (Коровин, 1945, 1954) и мезо-кайнозойской эр (Петрушевский, 1951).

М. К. Коровин Чулымо-Енисейский район рассматривал как крупную депрессионную структуру, ограниченную с востока Енисейским кряжем, с юга — выходами на поверхность складчатых сооружений Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, а с запада — горной грядой, возникшей в конце палеозоя и закрывшей связь с морем юрского, мелового и третичного периодов. По мнению Б. А. Петрушевского, западной границей Чулымо-Енисейской синеклизы служит полоса приподнятой погребенной Обь-Енисейской складчатой герцинской системы, которая тянется от района Новосибирска через Томск на северо-запад к бассейнам рек Васюгана и Пура. Б. А. Петрушевский, как и М. К. Коровин, полагал, что наличие такой естественной границы обусловило развитие континентальных фаций мезозоя в Чулымо-Енисейской синеклизе и их резкую смену морскими отложениями того же возраста западнее Обь-Енисейской складчатой зоны. В последние годы появились новые геологические данные, указывающие на существование на площади Чулымо-Енисейского района нескольких изолированных впадин.

Сходство мощностей и фаций юрских и меловых отложений центральной и юго-восточной частей низменности, а также отсутствие в Приобском районе погребенных палеозойских хребтов позволили рассматривать Чулымо-Енисейский район как непосредственное продолжение Западно-Сибирской низменности в мезозойское и третичное время. В Чулымо-Енисейском районе выделяется несколько структур первого и второго порядка и большое количество мелких локальных впадин. К структурам первого порядка относится Тегульдетская и Касская впадины, под которыми предполагается наличие докембрийских кристаллических массивов. Существование впадины в районе среднего течения р. Чулыма предполагалось М. К. Коровиным еще в 30-х годах.

В результате геофизических работ было установлено, что относительно спокойное магнитное поле, характерное для площадей, сложенных средне- и верхнепалеозойскими отложениями северо-запада Назаровской депрессии, прослеживается далеко на север, до с. Тегульдет. Верхняя кромка намагниченных пород залегает здесь на глубинах до 5—6 км, т. е. значительно ниже подошвы мезо-кайнозойского покрова, что свидетельствует о наличии мощных толщ палеозойских отложений. Данные предположения подтвердились бурением Чулымской опорной скважины, вскрывшей под юрскими отложениями толщу нормально осадочных пород каменноугольного возраста в прибрежно-морских и континентальных фациях.

Тегульдетская впадина (по данным сейсморазведочных работ) вытянута в широтном направлении, вдаваясь в виде неширокого залива на юг несколько западнее г. Мариинска. Размеры ее по длинной оси около 250 км, по короткой — до 150 км. На западе границей впадины служат северные меридиональные отроги Кузнецкого Алатау, про-

тягивающиеся в район г. Мариинска и далее на северо-запад. Южная граница проводится вдоль северного погружения складчатых сооружений Кузнецкого Алатау. Подземное продолжение его отделяет Тегульдетскую впадину от Назаровской. На севере и северо-востоке впадина ограничена Средне-Чулымским валом.

Породы палеозоя, вскрытые Чулымской опорной скважиной, в наиболее погруженной части впадины залегают горизонтально. На основании определения флоры, семян, спор и пыльцы, а также макро- и микрофауны в составе пород каменноугольного возраста выделены отложения нижнего, среднего и верхнего карбона, выше которых залегают осадки нижней юры.

Касская впадина была впервые выделена Н. Н. Ростовцевым (1954), А. Д. Бородиным, А. М. Загородновым и П. А. Кукиным как крупная отрицательная структура, выполненная мощной толщей мезо-кайнозойских пород. Глубина залегания поверхности магнитоактивных пород превышала 6500 м.

Бурение Касской опорной скважины, вскрывшей на глубине 1670 м красноцветные неметаморфизованные породы палеозоя, по своей магнитной характеристике очень близкие к отложениям мезо-кайнозойского чехла, позволило подтвердить наличие здесь крупной отрицательной структуры, выполненной мощной толщей палеозойских и мезозойских пород. Судя по простираению региональной магнитной аномалии, Касская впадина вытягивается в северо-западном направлении и протягивается от р. Сыма на юго-восток на протяжении почти 300 км. Ширина ее в северной части около 140 км. По направлению на юг впадина суживается. С востока описываемая структура ограничена выходами на поверхность докембрийских образований Енисейского кряжа, а с запада — Усть-Озерным валом.

Касская впадина, по-видимому, сложена целым рядом более мелких положительных и отрицательных структур. В основании толщи палеозойских пород, вскрытой скважинами на восточном борту ее, залегают светлые карбонатные породы, сопоставляемые с нижнекембрийскими образованиями Енисейского кряжа. Они перекрываются красноцветными терригенными осадками, относимыми на основании литологического сходства с породами Минусинских котловин к среднему девону. Породы палеозоя полого падают на запад под углом 7—10°. В этом же направлении возрастает мощность сохранившихся от размыва девонских осадков. По данным Касской опорной скважины отложения девона залегают горизонтально. На размытой поверхности палеозойских образований залегают осадки мезо-кайнозойского чехла мощностью до 1670 м.

Среди структур второго порядка в настоящее время можно выделить Сухановский прогиб, Миндерлыкскую мульду, Средне-Чулымский, Мариинский и Усть-Озерный валы. *Сухановский прогиб* намечается между Усть-Озерным и Средне-Чулымским валами. Простираение его запад-северо-западное. Глубинное строение совершенно не изучено. *Миндерлыкская мульда*, выделенная по материалам бурения Красноярского геологического управления, расположена к северу от г. Красноярска. Она имеет изометричную, близкую к округлой форму, несколько вытянутую в меридиональном направлении, и выполнена мощной (до 1000 м) толщей ниже- и среднеюрских угленосных отложений. Мульда составляет около 70 км по длинной и 50—60 км по короткой оси. С востока, юга и юго-запада она ограничена выходами на поверхность

складчатых сооружений Южно-Енисейского кряжа и Восточного Саяна, а с севера — неглубоко залегающими выступами пород палеозоя и архея.

Средне-Чулымский вал выделен на основании геофизических работ. Он протягивается с юго-востока от Мендель-Кетского поднятия, выделенного Л. А. Рагозиным (1936) и огибает полукольцом Тегульдетскую впадину с севера и северо-востока.

Усть-Озерный вал установлен по данным аэромагнитной и геологической съемок и подтвержден колонковым бурением, вскрывшим здесь отложения нижнемелового возраста.

Мариинский вал расположен к юго-западу от г. Мариинска и выделен по данным сейсморазведочных работ и геологической съемки. Вал имеет северо-западное простирание. Размеры его около 50 км по длинной оси и 15 км по короткой. В ядре его обнажаются отложения самой нижней части неокома, а на крыльях — более молодые нижнемеловые осадки.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Огромная часть восточной половины территории Красноярского края относится к докембрийской Сибирской платформе. В соответствии с распространением платформенных формаций кембрийских отложений, залегающих здесь всюду с разрывом и угловым несогласием на подстилающих докембрийских породах различного возраста, в том числе и на породах синийского (рифейского) комплекса¹, западную границу платформы следует проводить в меридиональном направлении по левобережью Енисея от г. Красноярска на юге до низовьев Енисея на севере (Зайцев, 1954). Эта граница, как и показано на тектонической карте СССР м-ба 1 : 5 000 000, на значительном протяжении в северной части обусловлена тектоническими разрывами в фундаменте платформы, отражающимися в покрывающем его чехле флексуорообразным перегибом слоев, довольно круто погружающихся в сторону Западно-Сибирской низменности. На южном отрезке погружение пород докембрия и палеозоя под мезозойский и кайнозойский чехол низменности происходит более полого и, как показали данные опорного бурения, это погружение с регионально выдержанными разрывами, вероятно, не связано (рис. 77).

Южнее г. Красноярска граница платформы уходит на юго-восток в направлении западной оконечности оз. Байкал. Она совпадает здесь с так называемым Большесаянским глубинным разломом, отделяющим внутри Восточного Саяна вздернутый блоковый выступ кристаллического основания Сибирской платформы, сложенный породами архея, от главного антиклинория Восточного Саяна, или Протеросаяна, сложенного породами протерозоя.

В пределах Красноярского края можно выделить следующие наиболее крупные структурные элементы Сибирской платформы: 1) Восточно-Саянский выступ кристаллического основания Сибирской платформы, протягивающийся в северо-западном направлении от Байкала до низовьев р. Ангары, включая в него южную часть Енисейского кряжа; 2) Енисейское поднятие (к северу от р. Ангары); 3) Северо-восточный

¹ Угловое несогласие между кембрием и синием не является повсеместным и, в частности, не наблюдается на Чадобецком поднятии и на Анабарской антеклизе. *Прим. ред.*

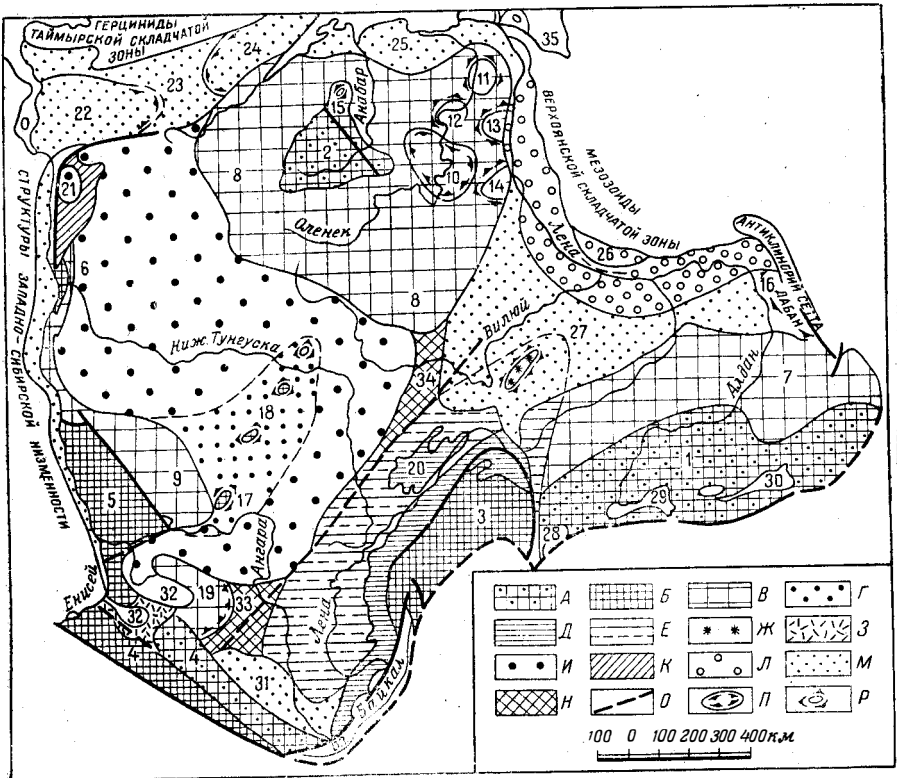


Рис. 77. Схема основных структурных элементов Сибирской платформы (Составили А. А. Арсеньев и Н. С. Зайцев, 1958) ¹

Выступы складчатого фундамента, сложенные: а — архейскими отложениями, б — преимущественно протерозойским и байкальским комплексом

Склоны выступов складчатого фундамента, впадины, поднятия и антеклизы, сложенные: в — рифейскими и нижнепалеозойскими отложениями; г — нижнепалеозойскими отложениями под малоощупным чехлом тунгусской серии (Катанская антеклиза)

Ангаро-Ленский краевой прогиб байкальской складчатости; д — внутренняя зона прогиба; е — внешняя зона прогиба; ж — Кемпедияские соляные структуры во внешней зоне Ангаро-Ленского прогиба, перекрытые мезозоем Вилюйской синеклизы

Средне- и верхнепалеозойские впадины, синеклизы и поднятия; з — Рыбинская впадина; и — Тунгусская синеклиза; к — Хантайско-Рыбинский вал

Мезозойские впадины, прогибы и поднятия: л — Приверхоанский краевой прогиб мезозойской складчатости; м — окраинные и внутренние впадины и синеклизы

Прочие условные обозначения: н — разновозрастные поднятия, разделяющие различные структуры; о — главнейшие разломы; п — условные контуры впадин; р — условные контуры поднятий

Структурные элементы: 1 — Алданский щит; 2 — Анабарский массив; 3 — Прибайкальское поднятие; 4 — Восточно-Саянское поднятие; 5 — Енисейское поднятие; 6 — Туруханское поднятие; 7 — северный склон Алданского щита; 8 — склоны Анабарского массива; 9 — северо-восточный склон (моноклиналь) Енисейского поднятия; 10 — Оленекская синеклиза; 11 — Оленекское поднятие; 12 — Куойкское поднятие; 13 — Далдынское поднятие; 14 — Мунское поднятие; 15 — Попигайский грабен; 16 — Кыллахское поднятие; 17 — Чадобецкое поднятие; 18 — мелкие поднятия на реках Чуна, Иритке, Ейке; 19 — Канско-Ангарская впадина; 20 — Пеледуйское поднятие; 21 — Норильская мулда; 22 — Усть-Енисейская впадина; 23 — Дудытнинское предполагаемое поднятие; 24 — Хатанская впадина; 25 — Лено-Анабарская впадина; 26 — Китчанское поднятие; 27 — Вилюйская синеклиза; 28 — Чарская впадина; 29 — Чульманская впадина; 30 — Токинская впадина; 31 — Иркутская впадина; 32 — Канско-Тасеевская впадина; 33 — Чуно-Вилюйское поднятие; 34 — Сюльдюкарское поднятие; 35 — Хараулахское поднятие

¹ К Сибирской платформе следует относить только Туманшетскую и Койско-Идарскую зоны Восточного Саяна, т. е. ту часть, которая в представленной схеме изображена как выступ платформы, сложенной археем. Прим. ред.

склон Енисейского поднятия; 4) Туруханское блоковое поднятие рифейского основания платформы; 5) Западную окраину Анабарской антеклизы; 6) Канско-Ангарскую нижнепалеозойскую впадину; 7) Чуно-Бирюсинское поднятие; 8) Катангскую антеклизу; 9) Рыбинскую средне-верхнепалеозойскую впадину; 10) Тунгусскую синеклизу; 11) Хангайско-Рыбинский вал; 12) Норильскую мульду и мезозойские впадины окраин платформы (Канско-Рыбинскую, Усть-Енисейскую и Хатангскую).

Естественно, что среди перечисленных наиболее крупных структурных элементов существует ряд более мелких, им подчиненных и осложняющих внутреннее строение крупных структур. Большое значение в тектонике платформы играют выявленные и предполагаемые разрывы различной протяженности и длительности развития. Все эти структуры и разрывы кратко описываются при рассмотрении строения основных структурных элементов платформы. Следует отметить, что тектоническое строение Сибирской платформы изучается уже давно (более двух с половиной десятилетий). Однако до настоящего времени все же нет единой общепринятой тектонической схемы для этого крупного участка земной коры. Первый фундаментальный очерк тектоники Сибирской платформы в 1932 г. дал Н. С. Шатский. Его описание используется в качестве основы для всех тектонических построений более позднего времени.

Многие из таких работ представляют дальнейшее развитие и уточнение схемы тектонического строения, предложенной Н. С. Шатским. Краткий разбор всех этих схем дан в работах Н. С. Зайцева. Из работ более позднего времени необходимо указать на очерк тектоники Сибирской платформы, данный Т. Н. Спичарским в третьем томе «Геологического строения СССР» (1958). В нем складчатые сооружения, оконтуривающие платформу на западе, юго-западе и юге, т. е. Туруханское поднятие, Енисейский кряж, Восточный Саян, складчатая область Прибайкалья, сложенные докембрийскими породами, исключаются из состава платформы¹.

Все вышеперечисленные структуры сформировались к началу кембрия и к этому времени вошли в состав древней Сибирской платформы в виде окраинных выступов фундамента. Едва ли можно исключать из числа окраинных выступов кристаллического основания платформы крупное горстовое поднятие северо-восточного склона Восточного Саяна, на всей своей площади сложенное древнейшими породами — архейского или протерозойского возраста. Этот блок уже в эпоху рифейской складчатости представлял собой геоантиклинальное поднятие. Кембрийские отложения, перекрывающие его северо-западную часть, носят даже в пределах Манского прогиба платформенный характер. Остальные вышеназванные складчатые зоны докембрия вошли в состав платформы к началу кембрийского периода или много ранее. Таким образом, Сибирская платформа по западной и южной окраинам окружена докембрийскими складчатыми сооружениями, образующими в современной ее структуре почти непрерывную цепь окраинных поднятий и обнажающих разновозрастный фундамент платформы. Сибирская платформа, следовательно, как и все древние платформы мира, в тектоническом отношении отличаются двухъярусным строением.

¹ Вопрос об отношении краевых поднятий (Енисейского кряжа, Туруханского и др.) к структуре Сибирской платформы рассмотрен в главе «Основные черты геологического строения территории». — *Прим. ред.*

Нижний структурный ярус платформы слагают различного возраста докембрийские сложнодислоцированные и метаморфизованные породы, образующие основание, фундамент или цоколь платформы. Породы фундамента выходят на поверхность в пределах западной части Анабарской антеклизы, в ряде окраинных поднятий — Туруханском, Енисейском и Восточно-Саянском — на западе и юго-западе платформы. Все породы фундамента сложены осадочными и вулканогенными формациями геосинклинального типа, прорванными различными интрузиями.

Верхний структурный ярус сложен на Сибирской платформе породами от рифейского (синийского)¹ до четвертичного возраста. Большое место среди этих пород занимают платформенные, преимущественно осадочные образования. В конце палеозоя — начале мезозоя среди них в большом количестве появляются вулканогенные толщи, относящиеся к трапповой формации. Весь этот комплекс, участвующий в строении верхнего яруса, образует платформенный чехол, отделенный от пород основания крупным региональным несогласием. Мощность пород осадочного чехла в различных частях платформы весьма различна и достигает в западной ее половине не менее 6000—7000 м.

Породы платформенного чехла резко отличны от пород фундамента и в структурном отношении. Формирование большинства структур нижнего и верхнего яруса происходило длительное время. Каждый из этих крупных ярусов в свою очередь разделяется на ряд подъярусов обнимающих определенные этапы движений, осадконакопления и формирования структур.

Строение Анабарской антеклизы, Енисейского и Восточно-Саянского выступов фундамента, а также Рыбинской средне-верхнепалеозойской впадины и мезозойских впадин (Усть-Енисейской и Хатангской) и поднятий (Янгода-Горбитского и др.) северной окраины платформы рассмотрено ниже в отдельных очерках. Здесь же излагается только тектоника перечисленных выше остальных крупных платформенных структур.

Туруханское поднятие представляет сложную блоковую структуру почти меридионального простирания, протягивающуюся от р. Большой Шорихи на севере и до широты с. Верещагино (к северу от р. Фатьянихи) на юге.

Впервые строение этого поднятия наиболее правильно было описано в 1939 г. А. А. Предтеченским. Позднее оно изучалось Г. И. Кириченко, Д. К. Зегебартом, А. Г. Вологдиным, Н. С. Зайцевым, М. Н. Благовещенской и др., а в последние годы В. В. Меннером и В. И. Драгуновым.

На широте г. Нижней Тунгуски в этом поднятии выделяются две крупные моноклинали, сложенные породами верхних частей докембрия и разделенные друг от друга синклинальной впадиной, выполненной нижним кембрием (рис. 78).

Западный моноклинальный блок шириной около 15 км начинается от района Стрельных гор на востоке и тянется на запад почти до устья г. Нижней Тунгуски. Рифейские породы в нем падают на юго-запад под углом до 65° вблизи разрыва, проходящего по восточной границе блока, и постепенно выволаживаются (до 10—15°) вниз по течению

¹ Синийские отложения входят в состав промежуточного структурного яруса Сибирской платформы. — *Прим. ред.*

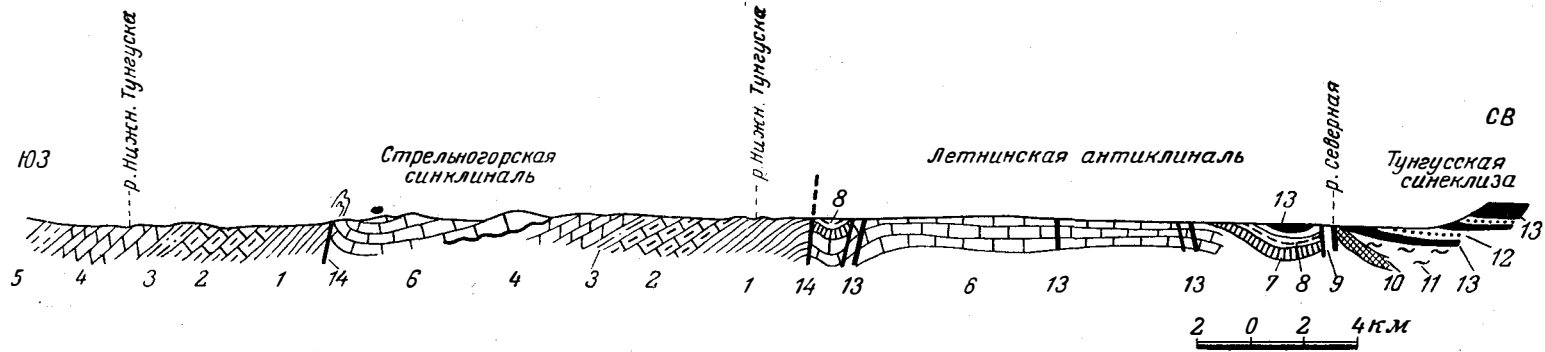


Рис. 78. Геологический профиль через Туруханское поднятие (по А. А. Предтеченскому, с добавлениями Н. С. Зайцева)
 1—рифейские отложения; 6—нижний кембрий; 7—верхний кембрий; 8—ордовик; 9—силур; 10—девон; 11—карбон; 12—пермь; 13—пластовые и секущие интрузии и покровы траппов; 14—разрывы

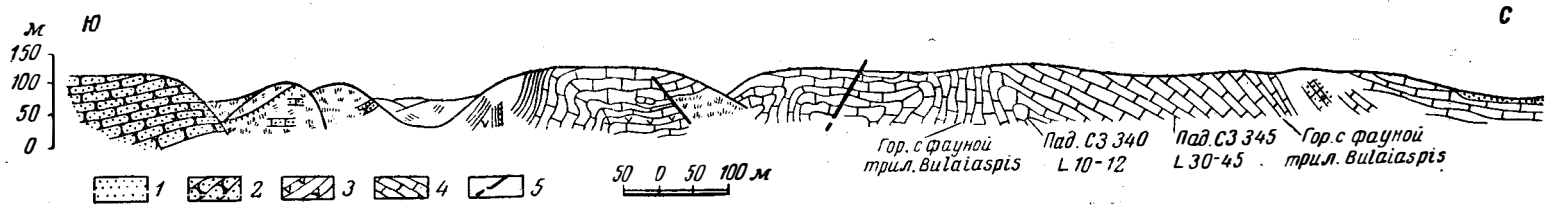


Рис. 79. Схематический разрез Пичугинской антиклинали (левый берег р. Ангары ниже устья р. Пичуги. Составил Н. С. Зайцев, 1950)
 1—аллювий; 2—красноцветные песчаники, мергели и глины; 3—глины с гипсом и доломиты; 4—известняки и доломиты (?); 5—разрывы

реки. Такое же строение имеет более узкий восточный блок, располагающийся между восточной окраиной Стрельных гор и рч. Вороновкой, выпадающей в Нижнюю Тунгуску выше по течению.

Нижнекембрийские отложения, выполняющие синклиналь между этими блоками, трансгрессивно и несогласно перекрывают породы докембрия, падая очень полого ($1-5^\circ$) к запад-юго-западу от восточного блока и тектонически контактируя с породами рифея западного блока. Вблизи этого контакта кембрийские отложения вздернуты, сложно перемята, образуют узкую сжатую гребневидную антиклиналь с крутыми падениями около тектонического разрыва быстро выходящимися к востоку от него.

За восточным блоком по р. Нижней Тунгуске снова на поверхность выведены породы нижнего кембрия, образующие здесь плоскую коробчатого типа Летнинскую антиклиналь шириной более 10 км в поперечнике. Ее восточное крыло также оборвано сбросом, к востоку от которого все породы нижнего палеозоя (ордовик и силур) чрезвычайно полого (с едва заметными падениями) погружаются на восток в сторону Тунгусской синеклизы, внутри которой на поверхность выведены более высокие горизонты палеозоя.

Таким образом, Туруханское поднятие в целом на широте р. Нижней Тунгуски представляет ступенчатую блоковую структуру, сочленяющую в себе отдельные моноклинальные блоки докембрийских пород с разделяющими их Стрельнинской синклиналью и Летнинской антиклиналью.

На западе, по долине р. Енисея, Туруханское поднятие ограничено от структур Западно-Сибирской низменности крупным региональным разломом. На юге поднятие погружается постепенно, а на севере оно отделено от Хантайско-Рыбнинского вала разломом.

Из этих соотношений видно, что Туруханское поднятие как самостоятельная структура было оформлено уже к началу кембрия, хотя кембрийские отложения в дальнейшем и перекрыли его целиком. Тектонические движения, происходившие в этой части платформы в начале нижнего палеозоя, усложнили строение района, придав ему блоковую структуру.

Канско-Ангарская нижнепалеозойская впадина впервые как самостоятельный структурный элемент юга Сибирской платформы была намечена М. М. Одинцовым и П. П. Скабичевским (1937), а затем позднее подробно описана А. С. Хоментовским (1945).

Границы впадины на западе и юго-западе совершенно четко определяются обрамляющими ее краевыми поднятиями докембрийского фундамента платформы — южным окончанием Енисейского поднятия и северо-западным — Восточно-Саянским; на северо-западе ее граница намечается выходами пород нижнего палеозоя в низовьях р. Ангары, начиная от устья р. Иркинеевой и до Ковинской антиклинали, образующих здесь систему складок, располагающихся на юго-восточном крыле Катангской антеклизы. На северо-востоке впадина перекрыта верхним палеозоем Тунгусской синеклизы и ее границу здесь можно проводить только условно по излучине р. Ангары в районе р. Кежмы, а на юго-востоке — по Чуно-Бирюсинскому поднятию. Строение впадины еще недостаточно изучено, тем более, что на значительной площади она перекрыта каменноугольными, пермскими и более молодыми отложениями.

По современным данным, впадина представляет очень крупный и сравнительно пологий прогиб, почти с трех сторон оконтуренный выходами на поверхность докембрийских отложений.

В глубь платформы, в направлении на северо-северо-восток от Восточного Саяна, на восток и юго-восток от Енисейского кряжа и на юго-юго-восток от Катангской антеклизы кембрийские и ордовикские отложения постепенно погружаются, скрываясь внутри впадины под отложениями верхнего палеозоя.

В соответствии с отмеченным строением в указанных районах устанавливается центриклинальное замыкание впадины, тогда как на востоке и северо-востоке она постепенно переходит в одновозрастный Ангаро-Ленский прогиб.

Пологое погружение всех пород к центру впадины, измеряющееся обычно не градусами, а минутами, привело к тому, что породы, выведенные на поверхность по ее окраинам, оказались в центре опущенными на значительную глубину. Это погружение пород нижнего палеозоя, очевидно, следует за соответственным погружением докембрийского фундамента, который уже около окраины впадины оказывается опущенным на глубину более 3 км. Анализ геологических и геофизических материалов показывает, что наиболее глубокие части впадины приходятся на районы низовьев рек Усолки, Чуны, Тасеевой и левобережье Ангары к югу от р. Иркинеевой. Здесь, как указывает М. А. Семихатов (1957), мощность пород только одного алданского яруса достигает почти 2000 м, тогда как мощность всего нижнего кембрия значительно превышает 3000 м. Следует подчеркнуть также, что и мощность пород верхнего кембрия в низовьях рек Тасеевой и Усолки, по данным бурения, сильно возрастает и местами превышает 1000 м. Такие большие мощности верхнекембрийских отложений на Сибирской платформе встречаются только в этом районе, что указывает на большую интенсивность прогибания и осадконакопления западных частей Канско-Ангарской впадины.

Относительно простое синклинальное строение впадины осложняется наличием более мелких антиклинальных и куполовидных структур в краевых и реже во внутренних частях ее. К таким структурам относятся Нижнетасеевская и Усольская антиклинали на р. Тасеевой, антиклиналь в районе Соляного завода на р. Туманшете; Пинчугинская, Климинская, Ковинская антиклинали на р. Ангаре и др. Все они имеют сходные черты строения. Обычно это асимметричные антиклинали, более или менее сложно устроенные складки с крутыми крыльями, всегда обращенными в сторону внутренних частей платформы. Напряженность дислокаций в них иногда довольно большая, сопровождающаяся сложной перемятостью слоев и разрывами, а в некоторых складках — очень крутыми и вертикальными углами наклона слоев (рис. 79). Закономерное изменение простираций этих складок от северо-западных в Присянье, через меридиональные к югу от низовья р. Тасеевой и до выдержанных северо-восточных и восток-северо-восточных в низовьях р. Ангары между устьями рек Иркинеевой и Чадобца — целиком следует за изменением простираций в обрамляющих впадину докембрийских сооружениях. Такая закономерность указывает на унаследованность структурного плана нижнепалеозойских дислокаций от ранее созданных структур фундамента. С другой стороны, детальное геологическое картирование и морфология описываемых складок не оставляют сомнения в том, что их формирование связано главным образом

с крупными расколами в фундаменте и дифференцированными неравномерными движениями отдельных блоков его.

Следует, однако, заметить, что такой силы дислокации наблюдаются только в породах нижнего и среднего кембрия, тогда как более высокие горизонты нижнепалеозойских свит лежат значительно спокойнее, что, очевидно, связано с заложением этих складок еще в доверхнекембрийское время.

Между указанными антиклиналями верхнекембрийские и ордовикские отложения залегают спокойно. Лишь местами заметна в них пологая волнистость, а в районах проявления мощных трапповых интрузий прослеживаются разрывы.

Чуно-Бирюсинское поднятие не имеет достаточно четких очертаний, но по геофизическим данным вырисовывается как структура с повышенным залеганием кристаллического основания платформы (Васильев, Каленов и др., 1957). Осадочный чехол, покрывающий фундамент, образует пологую валобразную структуру, на юго-западе прилегающую к Восточному Саяну, а на северо-востоке уходящую в сторону излучины р. Ангары в районе г. Братска и затем несколько отклоняющуюся к северо-западу. Контуры этой структуры в какой-то мере можно проследить и по геологическим данным, в частности по более повышенному залеганию пород нижнего палеозоя на междуречье Чуны и Бирюсы, разделяющем здесь Иркутский и Канский мезозойские угленосные бассейны. На этом основании М. К. Коровин (1932), М. М. Одинцов и П. П. Скабичевский (1937) считали возраст поднятия послеюрским. Однако имеются некоторые данные, указывающие на более раннее формирование структуры. Так, известно, что по обе стороны от поднятия (в Канско-Ангарской и Верхне-Ленской впадинах) соляные и другие минеральные источники по мере приближения к оси поднятия исчезают, указывая тем самым на возможное выклинивание соленосных пород в направлении к поднятию. Далее, выше было отмечено, что мощности нижнекембрийских пород в Канско-Ангарской впадине по направлению на восток и юго-восток несколько уменьшаются. Кроме того, на юго-восточном крыле поднятия (к югу от Нижнеудинска) известно большое число брахиантиклинальных и куполовидных нижнепалеозойских структур, которые на платформах нередко располагаются на крыльях более крупных валоподобных структур. Наконец, необходимо указать, что над сводовой частью Чуно-Бирюсинского поднятия почти нацело отсутствуют отложения продуктивной свиты верхнего палеозоя (исключая небольшое пятно возле ст. Разгон), широко развитые северозападнее. В то же время здесь в большом количестве распространены интрузивные траппы, приуроченные к юго-западному концу Ангаро-Вилуйской зоны разлома.

Все приведенные данные заставляют выделять (правда, в значительной мере в условных контурах) Чуно-Бирюсинское поднятие как самостоятельную структуру длительного развития, которая заложилась еще в нижнем палеозое и продолжала развиваться и в послеюрское время, поскольку угленосные бассейны этого времени, как отмечено выше, оказались разобщенными.

Северо-восточный склон Енисейского поднятия в структурном отношении образует крупный моноклиальный блок, сложенный в основном верхнекембрийскими, ордовикскими и силурийскими породами, очень полого (не более, чем в единицы градусов) наклоненными на северо-северо-восток (рис. 80). Только в направлении к борту

Тунгусской синеклизы, расположенной восточнее, углы падения местами увеличиваются вследствие флексуобразного перегиба слоев.

По данным исследований С. В. Обручева (1931—1932), Э. А. Фальковой, О. П. Горяиновой и Г. Ф. Лунгерсгаузена, видно, что породы блока отделены от Енисейского поднятия на всем протяжении разломами северо-западного простирания, особенно сгущающимися в низовьях р. Подкаменной Тунгуски. Как правило, эти разломы образуют

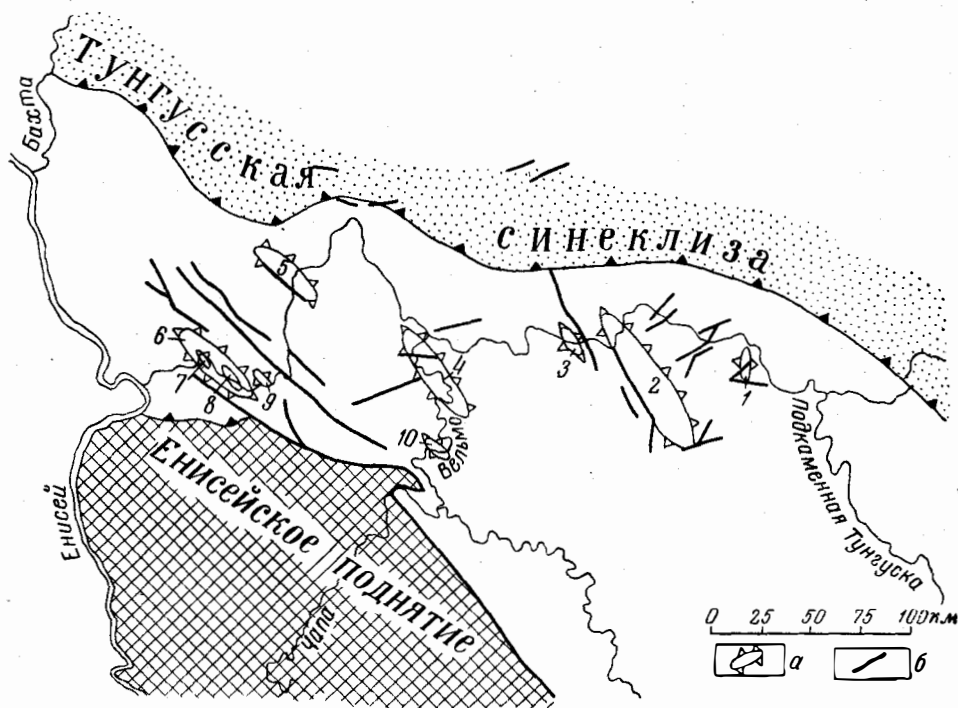


Рис. 80. Схема расположения дислокаций на северо-восточном склоне Енисейского поднятия

а — валы и антиклинали; б — разрывы. Валы: 1 — Юктинский, 2 — Енгидинский, 3 — Коченятский, 4 — Усть-Вельминский, 5 — Листвничный, 6 — Лебяжинский
Антиклинали: 7 — Малолебяжинская, 8 — Плешивая, 9 — Усть-Рыбинская, 10 — Вельминская

системы параллельных линий. Местами наблюдается ветвление главных зон разломов и отщепление от них второстепенных.

Основная зона разломов северо-западного направления начинается в верховьях р. Вельмо и тянется почти непрерывно до верховьев рек Большой Кулинны и Рыбной (правобережные притоки р. Подкаменной Тунгуски), пересекает Подкаменную Тунгуску одной ветвью выше Черного острова, в районе «Щек», а другой — в районе Большого Порога и далее идет к верховьям речек Большой Кулинны и Рыбной. Отсюда эта зона разлома уходит к северо-западу в бассейн р. Бахты, которую пересекает, по-видимому, в районе так называемых «Черных Ворот» и выше устья р. Тынепа. Здесь прослеживаются зоны крупных разломов близкого к широтному простирания.

Еще севернее данная зона разлома поворачивает круче к северу, уходя к низовью р. Нижней Тунгуски, где она ограничивает Тунгус-

скую синеклизу с запада. Таким образом, эта зона разломов протягивается с перерывами на многие сотни километров (Зайцев, 1954 г.).

Кроме главной зоны, в структуре северо-восточного склона Енисейского поднятия существует целая серия второстепенных разломов,ходящих от главной зоны в северо-восточном, меридиональном и других направлениях. Вся эта система разломов, захватывающая лево- и правобережье низовьев Подкаменной Тунгуски, начиная примерно от широты «Щек» на юге до широты верховьев Сухой Бахты на севере, превратила относительно простое моноклинальное строение пород нижнего и среднего палеозоя в сложную блоковую структуру. Ширина этой раздробленной зоны в отдельных ее местах неодинакова. Она то суживается, то расширяется. Как правило, большинство разломов, в том числе и главные, «залечены» секущими телами интрузивных траппов, достигающими во многих случаях большой мощности и протяженности. Характерно, что главнейшие разломы фиксируются данными аэромагнитной съемки. Вообще, надо заметить, что аэромагнитная характеристика зоны, отвечающей развитию нижнепалеозойских отложений в пределах склона, как указывают Г. Ф. Лунгерсгаузен, Э. А. Фалькова и О. П. Горяинова, резко отлична как от магнитного поля Енисейского кряжа, так и от краевых частей Тунгусской синеклизы. В непосредственной связи с блоковым строением и разрывными дислокациями северо-восточного склона Енисейского поднятия находятся и более мелкие структуры. Так, на общем фоне спокойного залегания нижнего палеозоя в низовьях р. Подкаменной Тунгуски выявлены отдельные локальные складки (Малолебяжинская у рч. Плешивой и др.) нередко довольно сложного строения, в которых углы наклона слоев доходят до $30-45^\circ$ (Обручев, 1932—1933; Кириченко, 1950).

В юго-восточном конце блока аэрогеологическими съемками в бассейне низовьев р. Подкаменной Тунгуски установлены значительно более крупные и пологие валообразные структуры — Енгидинская, Юктинская и Коченятская. Амплитуда указанных структур небольшая, в ядрах первых двух из них, по описанию Э. А. Фальковой, выходят верхнекембрийские, а на крыльях и в своде Коченятской антиклинали залегают ордовикские отложения. Падение пород на крыльях измеряется минутами и доходит до 4° ; размеры описанных поднятий, определяемые по выходам пород верхнего кембрия, достигают 70 км по длине (Енгидинский вал) и до 10—12 км в поперечнике. Между валами менее отчетливо вырисовываются плоские мульды. Н. С. Малич отмечает уменьшение мощностей отдельных свит ордовикских отложений над сводами некоторых валов (например, Енгидинского, как наиболее крупного). Эти данные указывают, очевидно, на нижнепалеозойское время формирования описываемых структур.

Таким образом, в целом для северо-восточного склона Енисейского поднятия характерно блоковое строение, с большим количеством тектонических разрывов, прослеживаемых на поверхности или отображенных в флексуриобразных перегибах и локальных складках в нижнепалеозойском чехле. Многие более крупные складки (типа валов), по-видимому, отражают поднятия фундамента платформы, особенно проявившееся в конце нижнего палеозоя. Нижнепалеозойское поле северо-восточного склона Енисейского поднятия Т. Н. Спичарский (1958) относит к Енисейскому передовому прогибу области байкальской складчатости. Однако оснований для этого недостаточно, так как пока ничего не известно о строении более глубоких частей разреза нижнего палеозоя,

в частности нижнего и среднего кембрия, и верхнего протерозоя, скрытых в этих районах целиком под платформенными верхнекембрийскими и более молодыми отложениями. Наоборот, геологические данные по смежным районам позволяют сделать вывод об отсутствии здесь краевого прогиба. Поэтому на тектонической карте Союза издания 1956 г. он и не показан.

Катангская антеклиза прослеживается от юго-восточного угла Енисейского поднятия, на правобережье Ангары, в северо-восточном направлении в виде ряда отдельных различной величины и строения антиклинальных структур, которые объединяются в так называемую Катангскую антеклизу.

В направлении с юго-запада на северо-восток к числу этих структур относятся следующие: 1. Иркинеевский выступ пород верхнего докембрия, образующих по р. Иркинеевой сложную, разорванную рядом крупных сбросовых нарушений антиклинальную структуру восток-северо-восточного простиранья. Далее, к востоку от описанного выше блока нижнепалеозойских пород восточной окраины Енисейского кряжа, на границе с Тунгусской синеклизой, располагается Чадобецкое поднятие (Зайцев, 1954). Оно сложено в ядре породами докембрия, разновозрастными породами Иркинеевской антиклинали, а на крыльях — породами кембрия, на которые непосредственно налагает угленосная свита верхнего палеозоя. Простиранье его северо-восточное.

К северо-востоку от Чадобецкого поднятия, уже в пределах Тунгусской синеклизы, среди пород тунгусской серии установлены локальные выходы нижнепалеозойских пород в районах рек Северной Чуни, Иритки, Ейки (Зайцев, 1954; Дав, 1955). Характерно, что все эти выходы находятся в одной зоне северо-восточного простиранья, а на р. Северной Чуне и сами породы нижнего палеозоя (ордовик) простираются также на северо-восток (Зайцев, 1954). Все перечисленные пункты, вместе с Иркинеевским и Чадобецким поднятиями намечают в южной половине Тунгусской синеклизы крупную положительную структуру, за которой следует сохранить название Катангской антеклизы, данное Д. А. Туголесовым (1952) для более широкой полосы неглубоко погруженного нижнего палеозоя.

Эта полоса приподнятого залегания нижнего палеозоя (Катангская антеклиза) как бы отделяет от Тунгусской синеклизы в целом ее юго-восточную часть¹, в которой, как и в смежной зоне Ангаро-Ленского прогиба, основные простиранья структур имеют северо-восточное направление. Повышенное залегание нижнепалеозойских пород в Катангской антеклизе сказывается и на распределении мощностей тунгусской серии, которые в южной части синеклизы невелики и заметно возрастают к северо-западу. Над самой же Катангской антеклизой мощность пород всей тунгусской серии нигде не превышает 200—250 м.

Таким образом, если попытаться мысленно снять в этом районе чехол пород верхнего палеозоя и туфогенной свиты, то на обширном пространстве от Енисейского кряжа до правобережных притоков р. Нижней Тунгуски обрисовывается зона северо-восточного простиранья, характеризующаяся повышенным залеганием нижнепалеозойских пород. Появление этой зоны обусловлено, очевидно, и повышенным залеганием здесь пород докембрия, которые внутри ее в двух местах (Ир-

¹ Или, по П. Е. Оффману (1954), Курейскую синеклизу от Ванаварской. *Прим. ред.*

кинеевском и Чадобецком выступах) выходят на поверхность. Следует отметить, что эта зона характеризуется также и приуроченностью к ней полосы несколько повышенных аномалий силы тяжести, вытянутой в северо-восточном направлении.

Для характеристики строения отдельных частей Катангской антеклизы приводится описание *Чадобецкого поднятия*. Оно расположено в среднем течении р. Чадобец на водоразделе рек Подкаменной Тунгуски и Ангары. Слагающие его породы верхнего протерозоя вместе с покрывающими кембрийскими отложениями образуют крупную, несколько асимметричную антиклиналь, в поперечнике достигающую 25—30 км и простирающуюся на восток и северо-восток.

На юго-восточном крыле поднятия породы протерозоя падают на юго-восток 135° под углом 25—30°; на северо-западном — несколько круче — до 40—45°. В сводовой части структуры залегание слоев выполаживается до 8—10°, но местами они сохраняют более крутые углы падения (до 25°). Контакт кембрия с описанными породами докембрия очень хорошо виден на юго-восточном крыле поднятия, в 2 км ниже рч. Брус, где и те и другие породы залегают с видимым согласием. Однако в основании кембрийских пород прослеживаются сравнительно грубые гравийно-галечниковые и песчано-конгломератовые прослои, намечающие границу между кембрием и подстилающим слабометаморфизованным докембрием (Зайцев, 1954).

Иркинеевское поднятие имеет строение, сходное с Чадобецким, и расположено юго-западнее его. Таким образом, эти поднятия уже к началу кембрия существовали как самостоятельные структуры, причем Иркинеевское было более резко выражено. В течение кембрия они продолжали испытывать некоторые положительные движения.

Т. Н. Спижарский (1958) связывает формирование Чадобецкого поднятия «с внедрением по разломам массива щелочно-ультраосновных пород, жилы которых секут как синийские отложения, обнажающиеся в центре поднятия, так и покрывающие их кембрийские отложения». Такая трактовка возникновения данной структуры, как видно из приведенного описания, вряд ли является состоятельной.

Хантайско-Рыбнинский вал расположен на северо-западной окраине платформы по правобережью Енисея. Он отделяет Норильскую верхнепалеозойскую мульду от собственно Тунгусской синеклизы и представляет собой крупную палеозойскую структуру, ориентированную в северо-восточном направлении по азимуту СВ 15—20°.

Хантайско-Рыбнинский вал протягивается от рч. Рыбной и устья рч. Микчанды на северо-востоке и почти до широты г. Игарки на юго-западе, достигая, таким образом, более 250 км длины. Ширина вала на юге более 50 км, на северо-востоке вследствие погружения структуры в этом направлении значительно сужается.

В строении вала принимают участие рифейские отложения, выведенные на поверхность в наиболее поднятой его юго-западной части, и главным образом нижнепалеозойские. Среди последних преимущественным развитием пользуются ордовикские и силурийские, занимающие почти всю площадь вала; кембрийские отложения обнажены в своде структуры — по рекам Колюмбэ, Хантайке, Горбиячину и др.

Хантайско-Рыбнинский вал в целом представляет собой очень пологую антиклинальную структуру с более крутым восточным крылом и пологим западным. Падение пород на восточном крыле достигает 10—15°, на западном 1—5°. Западное крыло вблизи Норильской мульды

(Шейнманн, 1946) сильно раздроблено различными дизъюнктивными нарушениями. На севере антиклинальная структура вала отделяет западный край Тунгусской синеклизы (район лавового поля Сывермы) от одновозрастной синклинальной структуры Норильского района.

Формирование вала в основном относится к концу нижнего палеозоя и девон-нижнекарбовому периоду, так как вышележащая тунгусская серия ложится на эти породы с разрывом, переходя с одних горизонтов на другие, вплоть до ордовика включительно. Распределение мощностей пород тунгусской серии показывает, что Хантайско-Рыбинский вал к моменту ее формирования уже существовал.

На юге Хантайско-Рыбинский вал отделяется разрывом от Туруханского поднятия; в тектоническом отношении эти структуры, по-видимому, являются самостоятельными, а не продолжают непосредственно друг друга, как полагают некоторые исследователи. Выше было уже отмечено, что простирания их различны: Хантайско-Рыбинского вала северо-восточное $15-20^\circ$, Туруханского поднятия северо-западное $300-320^\circ$. Кроме того, строение и мощности пород нижнего палеозоя, девона и тунгусской серии в этих двух районах несколько различные. Общая мощность пород девона в районе Норильска почти в два раза превышает мощность тех же пород на реках Курейке и Нижней Тунгуске. Значительно большие мощности на Хантайско-Рыбинском валу, по сравнению с районом Туруханского поднятия, имеют также ордовик и силур, тогда как мощность пород верхнего палеозоя в обоих районах уже почти одинакова. Исследованиями самого последнего времени выяснено, что и разрез кембрийских отложений в районе Хантайско-Рыбинского вала значительно полнее, чем разрез Туруханского поднятия, расположенного южнее. Все эти данные позволяют сделать вывод о том, что район Туруханского поднятия и Хантайско-Рыбинский вал принадлежит, по-видимому, к различным структурным зонам.

Тунгусская синеклиза, занимающая большую часть Сибирской платформы, образует грандиозную средне-верхнепалеозойскую впадину, выполненную девонскими, каменноугольными, пермскими и нижнетриасовыми толщами пород, для которых С. В. Обручев в 1918 г. впервые предложил название «Тунгусский бассейн», а позднее (в 1940 г.) Н. С. Шатский описал их под названием Тунгусской синеклизы.

Границы синеклизы достаточно отчетливо видны на тектонической карте СССР м-ба 1:5 000 000 (1956). Следует только подчеркнуть, что в настоящее время большинством исследователей признается существование по ее окраинам крупных регионально выдержанных зон разломов — глубинных разломов платформы. Главным и основным признаком для этих зон следует считать приуроченность к ним огромной массы основных пород, а местами также и ультраосновных интрузий, в том числе и кимберлитовых трубок¹. Следовательно, зоны глубинных разломов на платформе представляют зоны сложного дробления ее фундамента и повышенной его проницаемости, благодаря чему здесь стало возможным подведение к поверхности большой массы глубинных пород. Очевидно, эти зоны являются одновременно и крупными зонами растяжения.

Наиболее ярко благодаря своей прямолинейности выражена Ангаро-Вилуйская зона разломов, ограничивающая с юго-востока Тун-

¹ Такое представление о приуроченности основных интрузий и кимберлитовых трубок к разломам, ограничивающим синеклизы, разделяется не всеми. *Прим. ред.*

гусскую синеклизу (Зайцев, 1954). Ангаро-Енисейская зона, проходящая по юго-западному краю синеклизы, представляет, по-видимому, более сложную зону; она, во-первых, имеет коленчатое строение, дробится на ряд ветвей и на отдельных участках трудно прослеживается. На северо-востоке Тунгусской синеклизы выделяется Вилуйско-Котуйская зона разломов.

Строение Тунгусской синеклизы очень сложное, неоднородное, что в свое время особенно подчеркивал А. Д. Архангельский (1941), который писал: «Неоднородность эта сказывается как в строении тунгусской свиты, так и в составе подстилающих пород». В настоящее время установлено, что для пород, выполняющих синеклизу, подстилающими являются нижнепалеозойские породы, глубина залегания которых под покровом пород среднего и верхнего палеозоя в различных частях различна. Более того, пространственное распределение в пределах синеклизы пород девона и верхнего палеозоя показывает, что начало формирования этой крупной впадины происходило также неодновременно в различных ее частях. Ранее всего начала прогибаться северная половина синеклизы, в которой известны отложения девона, частью представленные нормально морскими породами. Известен здесь и морской нижний карбон, местами тесно связанный с нижележащими толщами девона; и только пермь становится здесь континентальной.

Иная картина наблюдается в южной половине синеклизы, где на нижнепалеозойскую постель (а в районе Чадобецкого поднятия прямо на докембрий) ложатся сразу же континентальные толщи карбона и перми, причем в разных местах различными горизонтами. Девонских отложений здесь нет совсем.

Сложность строения синеклизы подчеркивается также и тем, что тунгусская серия (угленосный и туфогенный комплексы) имеет сложное строение и различный возраст.

В целом Тунгусская синеклиза представляет собой очень плоскую синклиналию впадину, неодинаково прогнутую в различных своих частях, ограниченную крупными зонами разломов по периферии и разделенную внутри сложной системой разломов на серию блоков. Анализ геологических и геофизических материалов, а также распределения мощностей пород тунгусской серии показывает, что Тунгусская синеклиза зоной повышенного залегания пород нижнего палеозоя, выделенной выше в Катангскую антеклизу, резко подразделяется на две части. Северная из них, расположенная, в общем, к северу от широтного течения р. Нижней Тунгуски, погружена наиболее глубоко. Здесь к северу и северо-западу от Катангской антеклизы идет постепенно нарастание общей мощности пород, участвующих в строении синеклизы, причем это происходит как за счет появления пород девона, так и за счет увеличения мощности угленосной, туфогенной и туфолавовой свит. Особенно большие мощности пород приходятся на центральные части северной половины Тунгусской синеклизы, совпадающие с районом плато Сыверма и горами Пutorана. Здесь суммарная мощность пород девона — нижнего триаса превышает 3000 м, причем на долю только лавовой свиты приходится от 1 до 1,5 км. Туфы в этой свите играют ничтожно малую роль. Южная часть Тунгусской синеклизы, наоборот, слабо прогнута. Наибольшие мощности тунгусской серии в южной части Тунгусской синеклизы наблюдаются в низовьях рек Тасеевой и Усолки — в районе «Тасеевского залива» (Хоментовский, 1938), где они достигают более 500 м. В остальной части они, в общем,

невелики и колеблются в пределах до 300 м. Особенно заметно падают мощности пород тунгусской серии над сводовой частью Катангской антеклизы, где они составляют 100—200 м.

Таким образом, при рассмотрении строения Тунгусской синеклизы в целом мы всегда должны иметь в виду, что она очень неоднородна. Наиболее прогнутая ее северная часть названа П. Е. Оффманом Курейской синеклизой (1956); приподнятая зона внутри синеклизы, сложенная в основном нижним палеозоем, погребенным под маломощным чехлом пород тунгусской серии, выделена нами как Катангская антеклиза; и, наконец, юго-восточная часть — в Приангарье может быть названа Ангарско-Тасеевской впадиной¹.

Все породы, участвующие в строении синеклизы, на большей части ее площади залегают почти горизонтально. Дислокации в них сводятся к очень пологому наклону слоев этих свит от окраин синеклизы к ее внутренним частям, а также к образованию вблизи разломов резких флексуобразных перегибов и локальных антиклинальных складок, иногда с очень крутыми наклонами слоев. Разломы разбивают всю серию отложений на отдельные блоки, имеющие в некоторых районах по окраинам синеклизы (например, в бассейне рек Подкаменной и Нижней Тунгусок) довольно сложное (часто ступенчатое) строение. Поэтому нередко здесь наблюдаются более крутые наклоны слоев, выдерживающиеся по падению на очень коротких расстояниях.

В целом же наклон пород среднего и верхнего палеозоя к центру синеклизы по ее западной окраине более крутой, чем на противоположном (анабарском) склоне синеклизы. На западе — в области так называемого Норильского поля, или Норильской мульды, являющейся частью Тунгусской синеклизы, и в бассейнах рек Курейки и Нижней Тунгуски прослеживаются пологие коробчатые антиклинальные складки и корытообразные мульды, часто осложненные разрывами.

В Приенисейской зоне — по западной окраине Норильской мульды, эти складки приобретают более резко выраженный характер и выделяются под названием Фокинских складок (Шейнманн, 1946). По окраинам мульды установлено также значительное количество разрывов, часть которых прослежена далеко внутрь мульды. Вполне возможно, что характер строения окраинных складок связан с этими разрывами.

С удалением от окраины Тунгусской синеклизы к центру в ней на фоне очень спокойного залегания слоев выделяются отдельные, очень редкие брахиантиклинальные и куполовидные структуры. К их числу относятся Анакитская и Корвунчанская антиклинали, брахискладки в среднем и верхнем течении р. Вахты и более расплывчатые структуры в ее низовьях. Многие из них сопровождаются разрывами, вдоль которых внедрились интрузии диабазов. Вблизи этих интрузий иногда наблюдается слабое задиране кверху контактирующих осадочных толщ. Таково, например, взаимоотношение пород верхнего силура с интрузиями диабазов на р. Бахте в районе «Черных Ворот».

Вообще же, в формировании как Тунгусской синеклизы в целом, так и ее отдельных локальных структур огромную роль играли разрывные нарушения. Достаточно отчетливо они зафиксированы на ее окраинах, менее отчетливо внутри ее, хотя и здесь в ряде случаев прослеживаются хорошо. С разрывными нарушениями связано внедрение в осадочный чехол платформы огромной массы различно дифференцирован-

¹ По П. Е. Оффману, Ванаварская синеклиза. *Прим. ред.*

ных пород трапповой формации, подавляющая часть которых находится в пределах Тунгусской синеклизы. Особенно сложной дифференциации эти породы достигают в районе Норильской мульды, где с ними связаны сульфидно-медно-никелевые месторождения. К сложно построенным участкам пересечения зон разрывов или трещиноватости в многих случаях приурочены различные вулканические аппараты, доставляющие пирокластический материал. На востоке платформы в непосредственной связи с зонами дробления находится пространственное расположение кимберлитовых трубок, а в пределах Тунгусской синеклизы — размещение многих железорудных месторождений.

В мезозойский этап развития Сибирской платформы на ее окраинах закладываются крупные впадины, к числу которых в пределах Красноярского края относятся: Усть-Енисейская, западная часть Хатангской и Канско-Рыбинская. Последняя в настоящее время благодаря более позднему поднятию разделена на ряд самостоятельных структур, выполненных юрскими отложениями. Среди этих структур выделяются: Канская, Рыбинская и Саяно-Партизанская. Все они характеризуются сравнительно коротким этапом развития, отвечающим по времени частью нижней, а главным образом средней юре. Впадины разобщены поднятиями, выполнены континентальными угленосными отложениями юры различной мощности. Наибольшей мощности (550 м) они достигают в Саяно-Партизанской впадине или мульде, а далее к северо-востоку мощность их несколько уменьшается. В Рыбинской впадине она не превышает 450 м, а в Канской — 300—350 м (Коровин, 1932; Хоментовский, 1937; Аксарин, Лебедев, 1950).

Условия залегания юрских отложений во впадинах несколько меняются, причем сложность дислокаций пород увеличивается в направлении возрастания их мощности, т. е. с северо-востока на юго-запад. Наиболее простое залегание юры наблюдается в Канской впадине. Здесь по юрским отложениям вырисовывается плоская мульда с почти горизонтальным залеганием слоев на большей части площади и несколько вздернутым западным краем, на котором ближе к Енисейскому кружку углы наклона слоев в юре местами доходят до 20°. Полого залегают юрские отложения и во всей Рыбинской впадине. На ее окраинах углы наклона слоев имеют до 5°.

Саяно-Партизанская мульда является более сложной структурой. Она представляет собой вытянутую с юго-востока на северо-запад сравнительно узкую (до 10 км) асимметричную впадину, с крутым северо-восточным крылом и более пологим юго-западным. На крутом крыле углы наклона слоев, как правило, имеют 30—35°, местами увеличиваются до 70—90° и даже запрокидываются; на юго-западном они обычно не превышают 12°. Угли этой впадины имеют повышенную степень углефикации и относятся уже к каменным.

В кайнозойский этап развития западная окраина платформы, вместе с остальной ее частью, испытывала поднятие. Значительные области осадконакопления, за исключением Усть-Енисейской и Хатангской впадин, здесь в то время отсутствовали. Только в пределах Енисейского поднятия формировались некоторые небольшие эрозионно-карстовые впадины, местами сопровождающиеся разрывами. В них накапливались различные продукты коры выветривания и более поздние аллювиальные образования. На преобладание процессов поднятия над процессами опускания в кайнозойский этап развития Сибирской платформы указывают и такие факты, как высокое залегание в северо-

восточной ее части лавовых толщ, образовавших так называемое Путоранское сводовое поднятие, глубокий врез речной сети и наличие вечной мерзлоты на значительной площади.

Анабарская антеклиза занимает северную часть Сибирской платформы. Строение ее наиболее подробно рассмотрено в работах Н. С. Шатского (1932), Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Б. В. Ткаченко (1936), Т. Н. Спичарского (1945), Ю. М. Шейнманна (1946), М. И. Рабкина (1954), И. И. Краснова и В. Л. Масайтиса (1955), В. Е. Савицкого, М. И. Рабкина, Ф. Г. Маркова и А. Л. Гроздилова (1957), Б. В. Ткаченко, М. И. Рабкина, К. К. Демюкидова и др. (1957). Н. С. Шатский (1932) рассматривает эту структуру как «грандиозный плоский куполообразный свод, в ядре которого выходят на дневную поверхность гранито-гнейсовые породы архейского возраста». Со всех сторон это ядро сложнодислоцированных и метаморфизованных пород облекается широкими полями осадочных толщ синийского (рифейского) и нижнепалеозойского возраста, несогласно лежащих на докембрии и чрезвычайно полого погружающихся от окраин кристаллического массива к склонам антеклизы.

Кристаллические породы массива (ядро антеклизы) образуют сложно построенные структуры северо-западного простираения, в которых выделяются крупные пологие и широкие складки, осложненные более мелкой интенсивной изоклинальной складчатостью. По простираению шарниры складок нередко ундулируют, местами сравнительно резко воздымаясь и опускаясь, вследствие чего появляются складки типа брахиантиклиналей.

Архейский комплекс, в составе которого выделяется несколько серий, разбит древнейшими дорифейскими разрывными нарушениями. Разломы прослеживаются по зонам милонитов и катаклизатов. Они представляют полосы, простирающиеся обычно согласно складкам, «шириной от сотен метров до 2—3 км, в которых чередуются слои слабо катаклазированных пород с линзами милонитов и катаклизатов» (Савицкий, Рабкин и др., 1957).

Наиболее крупным разломом является Анабарский, выявленный Л. П. Смирновым. Он простирается почти через весь кристаллический массив на расстояние свыше 200 км. Азимут его простираения СЗ 350°. Почти на всем протяжении разлома прослеживаются зоны милонитизации, достигающие в ширину нескольких сотен метров.

В западной части массива наблюдается нормальная последовательность в залегании древнейших серий, выделенных в докембрии. Здесь на самую древнюю далдынскую серию налегает верхнеанабарская, а на нее — верхнеломуйская. На востоке же сразу на верхнеанабарскую ложится хапчанская, а верхнеломуйская из разреза выпадает.

Послеархейские тектонические движения — палеозойские, мезозойские и кайнозойские — внесли дополнительные осложнения в тектоническую структуру массива. Результатом их проявления оказались новые разломы и трещины и сопутствующие разломам небольшие грабены и горсты. В пермо-триасовое время образовались разрывы, по которым проникла габбро-диабазовая магма. Дайки габбровых пород и диабазов простираются в основном в северо-западном направлении, в меньшей степени — в северо-восточном. Их длина колеблется от нескольких до десятков, а иногда сотен километров, а мощность обычно не превышает 50 м.

провождается появлением валов, отдельных локальных складок, флексур и других частных тектонических форм, связанных в основном с разрывами.

Наиболее крупным среди этих структур является Чириндинское поднятие, расположенное в районе крутой южной излучины р. Котуя. По описаниям Б. В. Ткаченко, М. И. Рабкина и др. (1957), поднятие имеет форму вала, вытянутого в северо-северо-западном направлении. В ядре структуры выходят породы ордовика, на крыльях — силура и перми. Падение пород на крыльях достигает $2-5^\circ$. Длина вала более 50 км, ширина также несколько десятков километров. Восточное крыло вала осложнено разрывами; кроме того, на значительной площади оно несогласно перекрыто лавовой толщей, указывающей на более раннее формирование структуры.

Ряд более мелких структур выявлен в других частях западного склона антеклизы. В частности, они известны в нижнем течении р. Котуйкана, на р. Котуе — в 50 км выше устья р. Мойеро и в других местах. Они представляют антиклинальные складки сравнительно небольших размеров — от 2 км в поперечнике до 5—6 км по длине, с углами падения пород на крыльях иногда до 10° .

Большую роль в строении склонов массива играют разновозрастные тектонические разрывы. Некоторые из них были заложены еще в докембрии, многие другие возникли значительно позже — в палеозое, мезозое, а может быть, и в кайнозое. Эти разломы, как выяснилось в последнее время (Рабкин, 1954; Краснов, 1955; Ткаченко и др., 1957), особенно обильны по южному и западному склонам массива, где они группируются в отдельные полосы сгущений. Такая полоса сгущений разломов проходит в области смыкания западного склона антеклизы с Тунгусской синеклизой. И. И. Красновым и В. Л. Масайтисом (1955) эта полоса была выделена под названием Вилюйско-Котуйской.

Характерно, что северный отрезок этой зоны подчеркивается появлением здесь основных, ультраосновных и щелочно-ультраосновных интрузий, а также и геофизическими материалами. С этой зоной совпадают, по данным Р. М. Деменицкой, интенсивные положительные магнитные аномалии. Все это позволяет отнести описываемую зону разломов к категории глубинных.

Преобладающее простирание разломов северо-западное, но имеются и широтное и северо-восточное. Многие из зон разломов прекрасно прослеживаются по прямолинейным дайкам основных интрузивных пород (траппов), протягивающихся иногда более чем на 100 км.

Можно предполагать, что эти преобладающие северо-западные простирания как в структурах осадочного чехла, так и в направлениях разломов соответствуют, очевидно, таким же простираниям структур погребенного складчатого фундамента.

Многочисленная сеть разрывных нарушений превратила структуру пород осадочного чехла в отдельных районах в сложно раздробленную блоковую структуру, состоящую из отдельных горстов и грабенов, сопрягающихся между собой по плоскостям разрывов.

В процессе развития структуры антеклизы эти блоки испытывали и различные тектонические движения, происходившие неоднократно. Вполне очевидно, что движения, сформировавшие блоковую структуру осадочного чехла, отражают блоковый характер строения пород кристаллического основания антеклизы и непосредственно связаны с движениями более глубоких частей земной коры.

ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Енисейский кряж¹ как самостоятельную орографическую единицу с определенной геологической структурой впервые выделил Л. А. Ячевский в конце прошлого столетия. Позднее С. В. Обручевым он был охарактеризован как горст. Г. И. Кириченко рассматривает структуру Енисейского кряжа как мегантиклинорий, сложенный докембрийскими образованиями, выведенными на дневную поверхность в горстовом поднятии в конце третичного — начале четвертичного времени.

В общей структуре Енисейского кряжа, вытянутой в северо-западном направлении, намечается следующий ряд крупных антиклинориев и синклинориев, имеющих сложное строение (рис. 82).

Антиклинории: 1) Ангаро-Канский, 2) Сухо-Питский, 3) Татарский (центральный) и 4) Панимбинский.

Синклинории: 1) Бурмакинский, 2) Каитьбинский, 3) Ангаро-Питский и 4) Кадринский.

Ангаро-Канский антиклинорий охватывает ангаро-канскую часть Енисейского кряжа, сложенную в основном интенсивно метаморфизованными образованиями архея и протерозоя. Строение этой структуры еще слабо выяснено. Возможно, что ангаро-канскую часть Енисейского кряжа следует рассматривать как древнюю архейскую глыбу, сложенную кристаллическими сланцами канского метаморфического комплекса, погружающуюся на север под мощную толщу складчатого протерозоя или местами перекрываемую непосредственно синийскими отложениями. Кристаллические сланцы канского метаморфического комплекса собраны в мелкие складки северо-западного простирания, обычно с крутыми падениями крыльев. Иногда эти складки весьма пологи. В северо-западной части Ангаро-Канский антиклинорий, осложняясь синклинальной структурой, раздваивается. Одна из его ветвей продолжает сохранять северо-западную ориентировку, вторая ветвь поворачивает к северо-востоку.

Сухо-Питский антиклинорий находится в заангарской части Енисейского кряжа. Его ось проходит примерно через устье р. Сухого Пита и прослеживается от Ангары на юге до 60-й параллели на севере; в ядре антиклинория обнажаются отложения горбилокской свиты, составляющей низы синия.

Татарский (центральный) антиклинорий прослеживается от р. Ангары на всем протяжении заангарской части Енисейского кряжа. Наибольшее поднятие оси этого антиклинория наблюдается в районе Татарского и Карпинского хребтов, где в ядре этой структуры обнажаются отложения тейской серии протерозоя. В сложении крыльев антиклинория принимают участие последовательно все отложения синия, наиболее молодые из которых выполняют в нем синклинальные структуры.

Панимбинский антиклинорий размещается восточнее Татарского. Он имеет сравнительно незначительное протяжение, проходит через нижнее течение р. Панимбы и прослеживается от верховья р. Пенченги до района впадения р. Уволги в р. Тею. В ядре этой структуры обнажаются отложения пенченгинской свиты, составляющей верхнюю часть тейской серии протерозоя.

¹ Выше было указано, что Енисейский кряж, или точнее Енисейское поднятие, входит в состав докембрийского фундамента Сибирской платформы. *Прим. ред.*

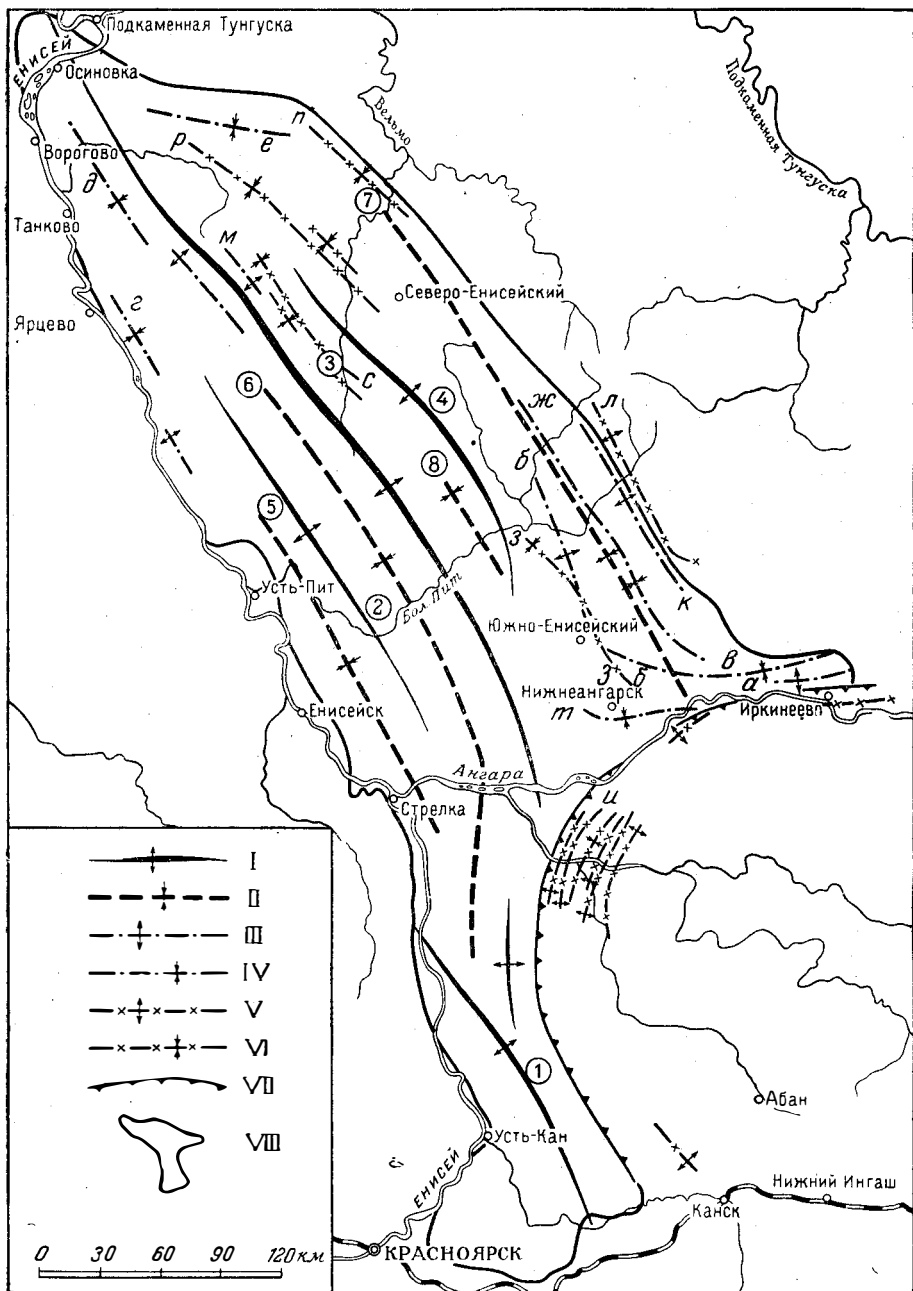


Рис. 82. Схема главных тектонических элементов Енисейского края.
(Составил Г. И. Қириченко)

Докембрийские структуры

- I — Антиклинории: 1 — Ангаро-Канский, 2 — Сухо-Питский, 3 — Татарский (центральный), 4 — Паннимбинский
 II — Синclinории: 5 — Бурмакинский, 6 — Каитъбинский, 7 — Ангаро-Питский, 8 — Кадринский
 III — Антиклинали: а — Иркинеевская, к — Анкиновская, б — Ишимбинская зона брахантиклиналей
 IV — Синclinали: в — Теринская, г — Ярцевская, д — Нижневороговская, е — Лебяжнинская, ж — Удереинская зона брахисинclinалей, з — Дашкинская брахисинclinаль

Кембрийские и послекембрийские структуры

- V — Антиклинали: л — Ельчиминская, м — Алманаковская
 VI — Синclinали: н — Жадугинская, р — Чингасан-Енашиминская, с — Курепо-Енашиминская синclinорная структура, т — Южно-Енисейские брахисинclinали, у — Ангаро-Тасеевская зона складок
 VII — Ангаро-Канская дуга (зона) разрывных нарушений
 VIII — контур Енисейского края

Иркинеевский выступ Енисейского кряжа в структурном отношении можно рассматривать как пятый антиклинорий. В его состав входит Иркинеевская антиклиналь и Теринская синклиналь, а также некоторые более мелкие антиклинальные и синклинальные структуры. С юга и севера этот антиклинорий ограничен разрывными дислокациями. Антиклинорий ориентирован в северо-восточном, почти широтном направлении. Сопряжение его с общей северо-западной структурой Енисейского кряжа остается недостаточно выясненным.

Бурмакинский синклинорий расположен в пределах западной окраины Енисейского кряжа. Его ось проходит через большую, обращенную выгнутостью к северу, излучину р. Большого Пита. Прослеживается он от р. Ангары на юге до бассейна р. Кии на севере. Синклинорий сложен синийскими осадочно-вулканогенными образованиями глушихинского комплекса. На западе он оборван крупным нарушением сбросового характера, а к востоку сменяется Сухо-Питским антиклинорием.

Каитыбинский синклинорий находится между Сухо-Питским и Татарским антиклинориями. Его ось проходит через нижнее течение р. Каитыбы, впадающей в р. Большой Пит справа, и так же, как и оси всех крупных структур кряжа, ориентирована в северо-западном направлении. Эта структура прослеживается от левобережья р. Ангары до 60-й параллели и характеризуется весьма интенсивным развитием разрывных дислокаций.

Кадринский синклинорий с востока ограничен Панимбинским антиклинорием. Размеры этой структуры сравнительно невелики.

Ангаро-Питский синклинорий занимает широкую полосу в пределах восточной окраины Енисейского кряжа и протягивается от р. Ангары на юге до 61-й параллели на севере. Эта структура характеризуется наиболее полной изученностью и большой величиной, а также простотой строения. К западной ее части приурочены более сжатые короткие антиклиналы или брахиантиклиналы (Ишимбинская зона брахиантиклиналей), а в центральной и восточной частях располагаются весьма плоские и короткие брахисинклиналы (Удережская зона брахисинклиналей) и примерно такие же по форме брахиантиклиналы. В пределах Ангаро-Питского синклинория выходов гранитных и других интрузий на дневную поверхность не обнаружено, но отмечаются следы их воздействия на слагающие его породы.

В составе других, отмеченных выше синклинориев и антиклинориев осложняющие их складки обладают более крутыми наклонами крыльев (рис. 83) и большой вытянутостью по длинной оси; складки чаще разбиты дизъюнктивными нарушениями. Здесь широко распространены интрузивные породы.

В Енисейском кряже отмечается ряд складок, сложенных докембрийскими отложениями. Эти складки не входят в состав указанных выше синклинориев и антиклинориев, но расположены обычно на их простирании. Среди них можно назвать Ярцевскую, Нижневорогонскую и Лебяжинскую синклиналы. Последняя осложнена дополнительными складками и по существу представляет синклинорий небольших размеров.

Нижний кембрий трансгрессивно и местами резко несогласно залегает на всех более древних отложениях Енисейского кряжа. Осадки нижнего кембрия здесь собраны в пологие и простые складки, ориен-

тированные в северо-западном направлении, но резко срезающие докембрийские структуры, например, в бассейне верхнего течения рек Удоронги и Удеря. В Ишимбинской зоне брахиантиклиналей, образованных синийскими отложениями, расположены цепочкой в северо-

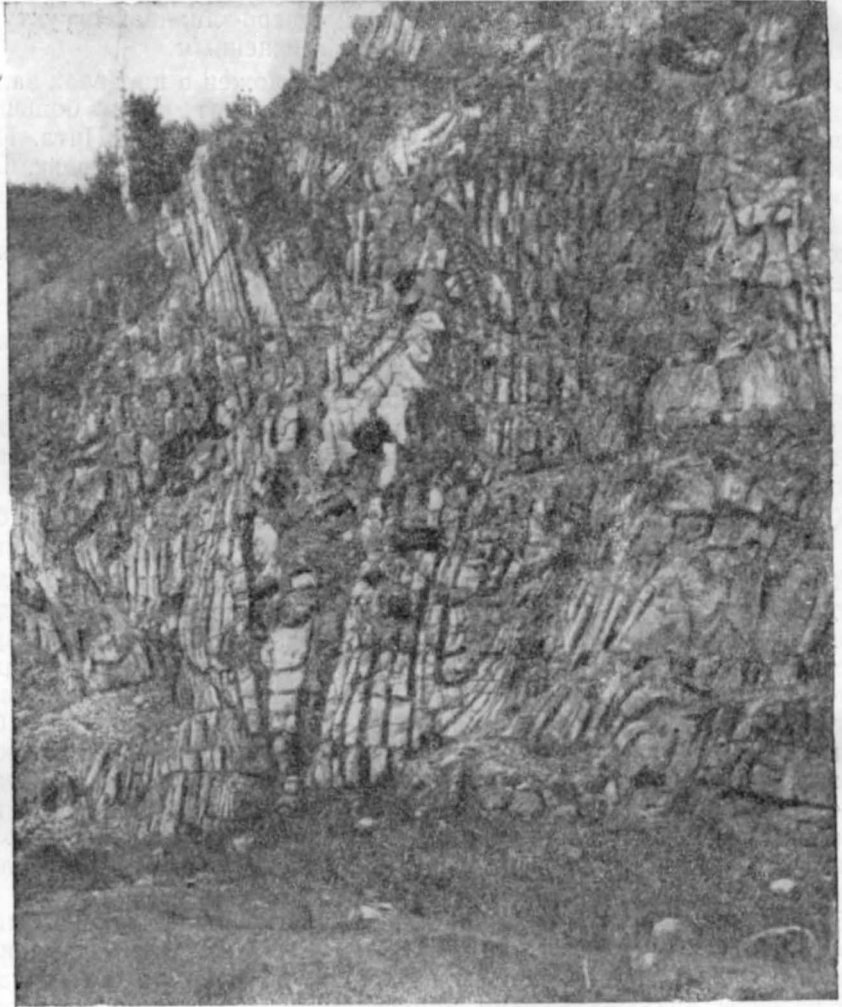


Рис. 83. Складки в верхнепротерозойских отложениях пос. Стрелки в устье р. Ангары (фото Е. И. Врублевич)

западном направлении плоские брахисинклинальные складки, сложенные нижнекембрийскими отложениями. Такой же характер складчатости наблюдается и в других районах кряжа, в которых нижнекембрийские отложения сохранились от размыва. В отдельных случаях наблюдается совпадение этих разновозрастных структур, что указывает на унаследованность в их развитии. Отложения верхнего кембрия трансгрессивно, без заметной разницы, в углах наклона слоев, местами

с мощным конгломератом в основании залегают на осадках нижнего кембрия.

Мезозойские и кайнозойские отложения (юра, мел, третичные и четвертичные) выполняют плоские прогибы в окраинных частях Енисейского кряжа или карстовые полости как по периферии кряжа, так и во внутренних частях его — в областях развития карбонатных толщ нижнего кембрия и докембрия. С отложениями, выполняющими карстовые воронки, связаны бокситовые залежи нижнечетвертичного возраста.

Возраст складчатой структуры Енисейского кряжа определяется в основном как докембрийский — байкальский, поскольку сохранившиеся на его территории нижнекембрийские отложения дислоцированы значительно слабее по сравнению с докембрийскими. До начала кембрия синийские отложения были собраны в складки, интродуцированы татарско-аяхтинскими гранитами и размыты. В разрезе синийских отложений Енисейского кряжа отмечается четыре стратиграфических перерыва, разделяющих сухопитскую, тунгусикскую, ослянскую и чингасанскую серии¹ и связанных с проявлением значительных колебательных движений в период формирования синийских отложений. Несогласие между синийскими и протерозойскими отложениями указывает на существование еще более древней складчатости в Енисейском кряже. Архей развит в ангаро-канской части кряжа и слагает (По Ю. А. Кузнецову) древнюю архейскую глыбу.

Признаки салаирских движений проявились в стратиграфическом перерыве между отложениями нижнего и верхнего кембрия. Средний кембрий вследствие размыва на Енисейском кряже и почти на всей территории юго-западной части Сибирской платформы в разрезе отсутствует. Местами в Енисейском кряже намечаются следы перерыва также между отложениями алданского и ленского ярусов, но этот перерыв имеет, по-видимому, местное значение.

В пределах Енисейского кряжа, в особенности по его периферии, широко развиты разрывные дислокации, ориентированные большей частью в северо-западном направлении. На западе Енисейский кряж ограничивается зоной крупных разрывных дислокаций сбросового характера, по-видимому, со значительной амплитудой перемещения. Одним из наиболее крупных разрывов западной окраины этой зоны является сброс, проходящий в северо-западном направлении, по которому докембрийские отложения контактируют с отложениями нижнего и верхнего кембрия, простирающимися узкой полосой вдоль долины р. Енисея. Этот сброс пересекает р. Большой Пит у о-ва Пема, где он отчетливо виден в скалистых обнажениях. Плоскость этого сброса здесь круто наклонена к северо-востоку. В северо-западном направлении он хорошо прослеживается до р. Тиса и продолжается далее до 61-й параллели; в юго-восточном направлении он уходит в бассейн р. Сухого Пита. Следует полагать, что сбросы этой зоны располагаются ступенчато и более или менее параллельно друг другу. Часть их замаскирована аллювиальными отложениями долины Енисея и мезо-кайнозойскими осадками Западно-Сибирской низменности. На их присутствие здесь указывают геофизические данные. Крупные нарушения разрывного характера зафиксированы также и по восточной окраине Енисейского

¹ Принадлежность чингасанской серии к синию не доказана. Она может быть и нижнекембрийской. (Прим. ред.)

кряжа. Ангаро-Тасеевская дуга разрывных дислокаций отделяет докембрий заангарской части Енисейского кряжа от более молодых отложений Канско-Ангарской впадины.

Разрывные дислокации довольно многочисленны и внутри Енисейского кряжа, в особенности в северной его части. По разрывам произошло опускание ряда блоков — грабенов, в пределах которых сохранились от размыва ниже- и верхнекембрийские, а местами и ордовикские и даже пермские отложения. Эти разрывы ориентированы также в северо-западном направлении. В литературе имеются предположительные указания на разрывные дислокации северо-восточного направления, но такие дислокации в Енисейском кряже значительным развитием, по-видимому, не пользуются.

Величина вертикального перемещения по разрывным нарушениям является, естественно, различной. В отдельных случаях она весьма значительна и измеряется сотнями метров или несколькими километрами (например, в районе мыса Гребень на Ангаре). В этом разрезе в соприкосновение приходят отложения удерейской и шунтарской свит. Большой амплитудой перемещения сопровождаются, по-видимому, также разрывные дислокации, примерно совпадающие с долиной р. Ангары, в пределах пересечения ею Енисейского кряжа, а также и разрывы, ограничивающие Енисейский кряж с запада.

Возраст большинства разрывных дислокаций является, по-видимому, поздневарисским, поскольку ими затрагиваются пермские отложения и даже траппы пермо-триасового возраста. Учитывая длительную и сложную историю формирования структуры Енисейского кряжа, можно предполагать существование и более древних, в том числе докембрийских разрывных дислокаций, но этот вопрос до сих пор остается совершенно неизученным.

Молодые мезо-кайнозойские разрывные дислокации в пределах Енисейского кряжа также широко распространены. С ними связано происхождение Бельско-Рыбинской и других депрессий, представляющих грабены, выполненные мезо-кайнозойскими осадками. Их заложение относится к третичному или более раннему времени, а формирование протекало вплоть до четвертичного периода включительно. Подвижки позднечетвертичного и четвертичного времени также играли существенную роль в формировании Енисейского кряжа и определили его современный орографический облик.

РЫБИНСКАЯ ВПАДИНА

Рыбинская впадина по времени своего заложения, составу слагающих ее формаций и внутренней тектонике является аналогом наложенных межгорных впадин минусинского типа, выделяемых в пределах юга Центральной Сибири. Отличие ее от впадин данного типа состоит в том, что она на большей части площади располагается на древнем докембрийском платформенном фундаменте и, очевидно, характеризуется меньшей мощностью общего разреза, сравнительно коротким периодом развития и простотой тектонического строения.

Время заложения Рыбинской впадины относится к началу девона, когда в ней почти по всему юго-западному борту начинали отлагаться голщи наземных основных эффузивов, достигающих местами значительной (более 1500 м) мощности.

Накопление этих пород так же, как и заложение впадины, связано, по-видимому, с образованием крупных разломов, которые в настоящее время ограничивают впадину как на юго-западе, так и на юго-востоке. Такого же типа нарушения имеются несомненно и по северо-восточному — внутриплатформенному борту впадины.

В пределах контуров распространения девонских отложений впадина имеет почти равные размеры как в направлении с юго-запада на северо-восток, так и с северо-запада на юго-восток, достигая в первом случае примерно 150 км, а во втором — около 120 км. При этом от юго-западного угла ее в направлении на юго-восток (внутрь Восточного Саяна) отходит сравнительно узкое ответвление, выполненное только эффузивно-терригенными красноцветными отложениями нижней части девонского разреза. Эти отложения почти непрерывной полосой прослеживаются из собственно Рыбинской впадины к верховьям рек Гутара и Большой Бирюсы и некоторыми исследователями (Жарков, 1957) в структурном отношении выделяются в самостоятельную Гутарскую впадину, хотя они тесно связаны с одновозрастными толщами самой Рыбинской впадины.

Структура Рыбинской впадины возникла в зоне глубинного Восточно-Саянского разлома, отделяющего расположенный к юго-западу от него антиклинорий Протеросаяна от крупного блокового поднятия Восточного Саяна, сложенного наиболее древними докембрийскими породами и представляющего выступ кристаллического основания Сибирской платформы. Само заложение впадины приурочено, по-видимому, к той части зоны глубинного разлома, где она испытывает сложные ветвления, образуя целую систему разломов, отклоняющихся в обе стороны от главного северо-западного простирания.

По данным В. Т. Мордовского и В. И. Дитмара, структура впадины в целом представляется в виде серии крупных сопряженных ступенчато расположенных блоков, глубина залегания фундамента в которых, в общем, повышается с юго-запада на северо-восток. В результате такого строения северо-восточная часть впадины, примыкающая к г. Канску, оказалась наиболее высоко приподнятой. Она выделена В. Т. Мордовским под названием Саяно-Енисейского моста¹ (Мордовский и др., 1953, 1956). Все структуры впадины вытянуты с юго-востока на северо-запад согласно с общим простиранием пород докембрия в Восточном Саяне и Енисейском кряже. Такое же простирание имеют главные разломы, контролирующие морфологию крупных структур в девонских отложениях впадины.

В направлении с юго-запада на северо-восток В. Т. Мордовский и В. И. Дитмар выделяют следующие наиболее крупные структуры: Саяно-Партизанский прогиб, Асафьевско-Привольненский вал, Рыбинскую мульду и так называемый Саяно-Енисейский мост.

В пределах каждой из них все исследователи намечают целую серию более мелких структур — типа пологих антиклиналей и плоских мульд.

Саяно-Партизанский прогиб вытянут от верховьев р. Кана на юго-востоке² до г. Красноярска на северо-западе. Он выполнен эффузивно-терригенными красноцветными породами девона, достигающими местами около 2000 м мощности. На них в районе сел Вер-

¹ Эту структуру называют также Канским валом. *Прим. ред.*

² Как было упомянуто выше, его следует продолжить и далее на юго-восток — до верховьев р. Тагула.

шино—Рыбное (верховья р. Рыбной) налегают отложения нижней и средней юры мощностью до 500 м, образующие здесь пологую наложенную мульду. Саяно-Партизанский прогиб от пород докембрия и кембрия Восточного Саяна отделен на юго-западе крупным регионально выдержанным Кунгусским разломом.

Асафьевско-Привольненский вал вытянут параллельно Саяно-Партизанскому прогибу с юго-востока на северо-запад от с. Привольное через с. Асафьевку и, по-видимому, до с. Маганска. Вал представляет собой приподнятую зону, сложенную породами девона с относительно меньшими (до 800 м) мощностями. К валу тяготеет ряд локальных антиклинальных структур (Сорокинская, Сосновная и др.).

К северо-востоку от Асафьевско-Привольненского вала располагается собственно Рыбинская мульда, выполненная отложениями среднего и верхнего девона и континентальными угленосными отложениями средней юры. Кроме того, на юго-востоке, в бассейнах рек Анжи, Тугая и Рыбной, известны пятна нижнего карбона и, возможно, нижней перми.

Рыбинская мульда имеет сложное строение. В ней наряду с общим центриклинальным погружением пород выделяются отдельные более или менее крупные антиклинальные поднятия и опущенные зоны (синклинальные впадины). Из поднятий может быть названо Уярское, являющееся продолжением юго-восточного выступа докембрийских пород Енисейского кряжа. Примером опущенной зоны может служить прогиб к юго-востоку от г. Заозерного. Кроме того, здесь существует ряд локальных, более мелких структур.

Мощности пород среднего и верхнего девона в этой части Рыбинской впадины изменяются примерно от 700—800 м на Уярском поднятии до 1500—1700 м на юго-западе (в зоне между селами Агинским и Партизанским). Мощность юрских отложений, перекрывающих значительную часть Рыбинской впадины, здесь составляет примерно 300—400 м. В северо-восточной части Рыбинской впадины (Саяно-Енисейский мост) мощность пород девона не превышает 300—400 м. Из локальных структур наиболее характерными в этой зоне являются Анцырская и Канская, представляющие собой брахиантиклинальные складки, осложненные разрывами.

Таким образом, в целом Рыбинская впадина по своему внутреннему строению представляется крупной асимметричной синклинальной структурой, наиболее прогнутой и с более полным разрезом — в юго-западной части и менее прогнутой и с сокращенным разрезом — в северо-восточной. Однако следует отметить, что с течением времени размеры впадины и интенсивность прогибания отдельных ее частей менялись. Так, в нижнем девоне во время накопления красноцветных вулканогенно-осадочных толщ основной прогиб в виде узкой вытянутой ванны располагался вблизи юго-западного борта впадины. Позднее, в среднем девоне, как указывает М. А. Жарков (1957), впадина и площадь осадконакопления расширились, достигнув максимума в верхнем девоне, когда впадина вышла за пределы Восточного Саяна и захватила смежные территории Сибирской платформы.

Осадконакопление в карбоне, возможно в нижней перми, охватывало большие площади. Вероятно, еще более широких площадных масштабов оно достигало в юре, по отложениям которой в настоящее время выделяются три самостоятельные мульды: Саяно-Партизанская, Рыбинская и Канская, разделенные поднятиями, сложенными палеозой-

скими отложениями. Наибольшие мощности юрских отложений наблюдаются в Саяно-Партизанской мульде (550 м), а наименьшие в Канской (300—350 м). Дислоцированы породы юры также довольно слабо, однако в Саяно-Партизанской мульде значительно сильнее, чем в других местах. Здесь углы наклона слоев, как правило, имеют 30—35°, а местами увеличиваются до 70—90°, что связано с имеющимися разрывами.

ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Восточный Саян геологически представляет двойное образование. Северо-восточная его часть относится к области докембрийской складчатости, юго-западная представляет нижнепалеозойскую складчатую зону. На северо-востоке распространены протерозойские и, возможно, архейские породы, образующие толщи большой мощности, различного состава и соответствующие отложениям геосинклинального типа. Породы претерпели сильную складчатость и динамометаморфизм, а затем были прорваны основными и кислыми интрузиями, которые в определенных участках образовали поля мигматитов.

На юго-западе развиты главным образом верхнепротерозойские и преимущественно геосинклинальные кембрийские отложения. Здесь также складчатость проявилась весьма интенсивно, и динамометаморфизм пород в некоторых тектонических швах выражен в сильной степени. Интрузивные породы образуют крупные батолиты и штоки, расположенные согласно структурам вмещающих толщ (рис. 84).

Первая область (северо-восточная) выделяется под названием Восточного Протеросаяна, вторая (юго-западная) известна как каледонский Восточный Саян.

Складчатая область Протеросаяна, являясь докембрийским поднятием и областью сноса по отношению к погруженной юго-западной окраине Сибирской платформы, входит в состав последней¹. Относительно девонских эффузивно-осадочных образований докембрийская и нижнепалеозойская складчатая области Восточного Саяна представляют сложно построенный фундамент и являются областью длительного поднятия в период накопления осадочных толщ Минусинских и Рыбинской впадины.

Докембрийская складчатая область Восточного Протеросаяна. Эта область представляет сложное и длительно развивающееся геологическое сооружение. Западная часть Восточно-Саянского докембрийского сооружения в пределах Красноярского края разделяется на три зоны: Туманшетскую, Койско-Идарскую и Манскую. Койско-Идарская и Манская зоны разобщены Манским прогибом, или Манской синклинальной структурой более молодого возраста.

Туманшетская зона характеризуется распространением интенсивно дислоцированных и мигматизированных кристаллических пород нижнепротерозойского, частью, возможно, архейского возраста, на которых несогласно и относительно полого залегает комплекс кембрийских и ордовикских эпиконтинентальных (платформенных) отложений.

¹ В состав платформы следует включать только Туманшетскую и Койско-Идарскую зоны Протеросаяна. Расположенная южнее Манская зона относится, по-видимому, уже к каледонским складчатым структурам. *Прим. ред.*

Общее простирание структур северо-западное. Складки в породах кристаллического комплекса отличаются большой крутизной крыльев, в гнейсах широко проявлена птигматитовая складчатость. От пологих структур верхнепротерозойских (синийских) отложений этот комплекс местами отделен разломом, выраженным зоной милонитизированных пород мощностью до 10 тыс. м. Южная граница интенсивно складчатого фундамента оконтуривается распространением эффузивов ниж-

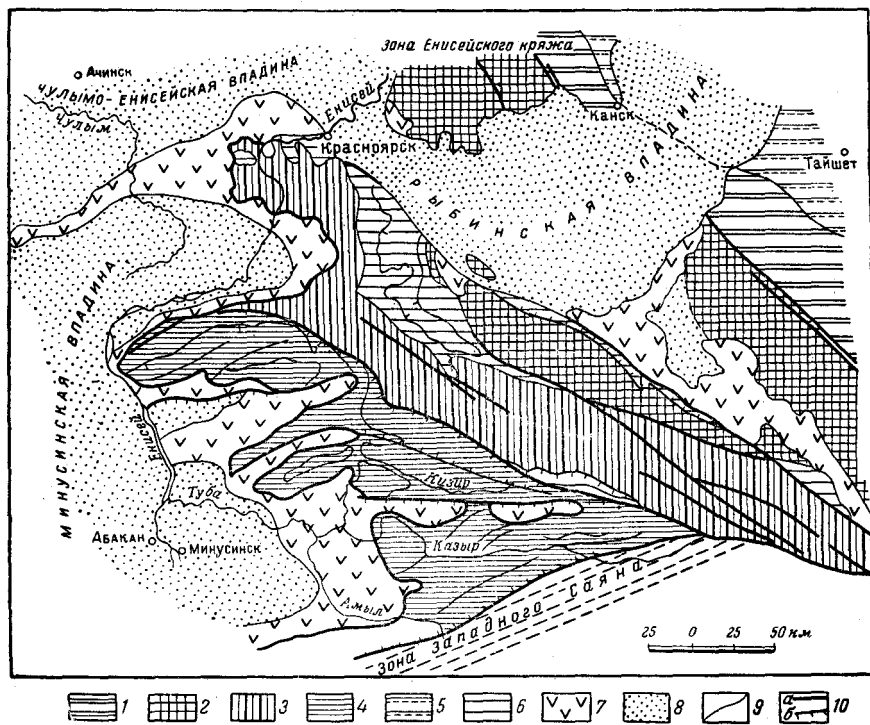


Рис. 84. Схематическая структурная карта Восточного Саяна.
(Составил А. А. Предтеченский.)

Область докембрийской складчатости (Восточный Протеросаян): 1—Туманшетская зона; 2—Койско-Идарская зона; 3—Манская зона; 4—нижнепалеозойская складчатая область (каледонский Восточный Саян); 5—погруженная часть Сибирской платформы; 6—Манский прогиб. Девонский структурный ярус: 7—эффузивный комплекс; 8—осадочный комплекс; 9—главные линии простирания структур; 10—главные разломы: а) вертикальные, б) наклонные

него девона. Последние, вероятно, также приурочены к зоне разлома, ограничивающей Туманшетскую зону от Койско-Идарской.

Верхнепротерозойские отложения (синийский комплекс) в этой зоне имеют северо-западное простирание и пологое ($15-20^\circ$) падение на северо-восток, местами осложненное флексуроподобными перегибами, отражающими разломы в кристаллическом фундаменте. Кембродордовикские породы в непосредственной близости к верхнепротерозойским (синийским) отложениям местами образуют крутые складки при полном отсутствии проявлений динамометаморфизма, а затем полого погружаются по направлению к северо-востоку.

Койско-Идарская зона располагается субпараллельно Туманшетской и ограничивается на северо-востоке грабенем, выполненным девонскими эффузивами, а на юго-западе — синклинальной структурой, сложенной кембрийскими отложениями.

Центральная часть этой зоны образована интенсивно дислоцированными гнейсами и кристаллическими сланцами нижнего протерозоя и метаморфическими сланцами и амфиболитами верхнего протерозоя. Эти породы прорваны с образованием полей мигматитов, интрузией гнейсо-гранитов и телами более поздних (послекембрийских) гранитов и габбро. Складки этого метаморфического комплекса имеют большую крутизну крыльев и изменчивое простирание. В восточной части зоны простирание складок северо-западное, но в районе Пезинского белогорья намечается вращация структур, и складки имеют меридиональное простирание, обнаруживая тенденцию к повороту на юго-запад. В западной части зоны складки вновь приобретают выдержанное северо-западное простирание. Такое изменение обусловлено, вероятно, сочленением двух различных по возрасту складчатых комплексов — нижнепротерозойского и верхнепротерозойского (синийского).

На северо-востоке складчатый комплекс несогласно перекрывается верхнепротерозойскими (синийскими) отложениями, дислоцированными в северо-западном направлении с углами наклона крыльев 45—75°. На этих отложениях несогласно залегают пологодислоцированные эффузивные и осадочные породы девона.

Юго-западная граница Койско-Идарской зоны представлена крупным разломом северо-западного простирания, к которому приурочена сложная синклинальная структура, называемая также Манским прогибом и состоящая из кембрийских отложений.

Манская зона Восточного Протеросаяна представляет крайнюю юго-западную часть этого докембрийского складчатого сооружения и является антиклинорием, вытянутым с юго-востока на северо-запад и погружающимся в этом же направлении. Центральная часть антиклинория сложена интенсивно дислоцированными и мигматизированными графитистыми мраморами и сланцами дербинской и жаймзинского свит нижнего протерозоя. Наклон крыльев складок весьма изменчив и колеблется от 15° до вертикального при большом количестве опрокинутых залеганий, особенно распространенных на периферии антиклинория. В периферической части ядра антиклинория имеют место дизъюнктивные нарушения типа надвигов.

Краевые части антиклинория сложены породами верхнего протерозоя (синия), смятыми в складки преимущественно северо-западного простирания, осложненными надвигами и сбросами того же направления.

К северо-западу ось антиклинория испытывает погружение, в связи с чем породы нижнего протерозоя занимают меньшую площадь и далеко на запад от р. Енисея не прослеживаются. В бассейне р. Кижарта и в Красноярском хребте простирание складок протерозойских пород делается очень изменчивым. В южной части, в бассейне р. Кижарта, оно приближается к широтному, несколько отклоняясь к юго-западу. В Красноярском хребте, по данным В. М. Чаиркина, складчатые структуры образуют сложный узел, в центральной части которого располагается антиклиналь, сложенная дербинскими графитовыми мраморами. Северо-западное крыло этой складки опрокинуто на северо-запад и нарушено сбросами. К северу от нее веерообразно располагаются

синклинали, сложенные в ядрах породами кувайской и овсянской свит. Эти структуры осложнены дизъюнктивными нарушениями типа надвигов и взбросов, приуроченных в ряде случаев к опрокинутым крыльям. Осевая часть антиклинальной структуры Красноярского хребта прослеживается в северо-западном направлении, т. е. в направлении водораздела Енисея и Маны.

Структуры верхнепротерозойских (синийских) отложений подчинены нижнепротерозойским структурам, и поэтому овсянская свита приурочивается к ядрам синклиналей, сложенных кувайской свитой; однако местами отмечается несогласное залегание синийских отложений (район г. Красноярска).

Структуры кембрийских отложений резко несогласны по отношению к вышеописанным. Анастасьинская (тюбильская) и торгашинская свиты залегают несогласно на протерозойских и синийских толщах. Переслаивающиеся сланцы, песчаники и известняки анастасьевской свиты собраны в фестончатые складки, часто опрокинутые и лежащие. Массивные торгашинские известняки залегают несогласно на анастасьинской (тюбильской) свите и образуют местами складки с падением крыльев 50—70° (нижнее течение р. Базаихи, район устья р. Бирюсы—Енисейской).

Таким образом, крайняя северо-западная часть Манской зоны Восточного Протеросаяна представляет сложно построенное складчатое сооружение с менее проявленной дислоцированностью толщ и меньшим их метаморфизмом по сравнению с юго-восточной зоной Протеросаяна. На погружении Манской зоны выявляется новый структурный этаж, образованный складчатыми породами нижнего кембрия. В направлении с юго-востока на северо-запад уменьшается и количество интрузий докембрийского возраста.

Как указывалось выше, в бассейне р. Кижарта намечается виграция протерозойских складчатых структур на юго-запад. Весьма возможно, что центральная часть Беллыкского поднятия сложена метаморфизованными породами кувайской серии верхнего протерозоя, представляя юго-западный отрог Восточного Протеросаяна. На периклинальном окончании этого складчатого сооружения так же, как и в Красноярском хребте, отмечается новый структурный этаж, образованный складками кембрийских отложений.

Койско-Идарская и Манская зоны докембрийской складчатой области Восточного Протеросаяна разделены Манским прогибом кембрийского возраста северо-западного простирания. Кембрийские отложения прогиба по составу и мощности являются промежуточными между типичными эпиконтинентальными и геосинклинальными; структуры, образованные ими, также носят промежуточный характер между платформенными и активно складчатыми. Несмотря на крутое и местами опрокинутое залегание крыльев складок, здесь не прослеживаются явления динамометаморфизма и почти отсутствуют интрузивные породы. Между отдельными свитами кембрийских отложений в ряде случаев отмечается несогласное залегание и выпадение свит из разреза; устанавливается различие в литологическом составе пород в окраинных частях прогиба. Все это указывает на долговременное формирование Манского прогиба между Койско-Идарским и Манским поднятиями.

Южная часть Манского прогиба представляет собой узкий грабен, к которому приурочена долина р. Мимии. Для этой его части характерно резкое расхождение структур докембрия и кембрия; простирание кем-

брийских пород северо-западное, падение слоев крутое (60—80°) и опрокинутое. Необходимо отметить, что верхние карбонатные свиты несогласно залегают на породах протерозоя; выклинивание на юго-восток красноцветных отложений койской свиты нижнего кембрия указывает на ингрессию бассейна в этом направлении. Далее на северо-запад в пределах прогиба располагается Салбинская синклиналь, сложенная в ядре синерской свитой нижнего кембрия. Крылья синклинали имеют наклон от 35 до 75° и осложнены как поперечными, так и продольными сбросами. Особое значение в этой структуре имеют поднятия хребтов Черного и Аргыджекского, сложенные докембрийскими породами и песчаниками койской свиты. Эти поднятия возникли в кембрии. Появление их обусловило резкую смену осадконакопления. Именно этим связано образование нарвских конгломератов и анастасьинской свиты.

К северо-западу вдоль по оси прогиба располагаются еще две синклинали — Новоалексеевская и хр. Бадаложного, разобщенные Ахорьевской антиклиналью. Антиклиналь сложена анастасьинской и унгутской свитами нижнего кембрия, а синклинали образованы карбонатными породами колбинской серии также нижнекембрийского возраста. Падение крыльев этих структур меняется от вертикального до относительно пологого (30°). Структуры осложнены продольными сбросами, но общее их простирание меридиональное с некоторым уклонением к северо-западному.

Описанные складчатые структуры располагаются четкообразно вдоль оси Манского прогиба и характеризуются неправильными очертаниями в плане. Северная часть прогиба контактирует с Рыбинской впадиной, девонские отложения которой несогласно перекрывают кембрийские отложения. Можно предполагать, что Манский прогиб простирается далее на северо-запад, будучи перекрыт последовательно девонскими отложениями Рыбинской впадины и мезозойскими осадочными породами Западно-Сибирской низменности. Кембрийские породы Манского прогиба, вероятно, не соединялись с кембрийскими отложениями Средне-Сибирской впадины (Сибирской платформы), так как были отделены от них поднятием Восточного Протеросаяна и его северо-западным продолжением — Енисейским кряжем¹.

Складчатая область каледонского (нижнепалеозойского) Восточного Саяна. К юго-западу от Манской зоны Восточного Протеросаяна располагается область, образованная геосинклинальными породами верхнего протерозоя (синия) и кембрия, собранными в складки, нарушенные многочисленными сбросами и надвигами. Складчатые толщи интенсивно динамометаморфизованы и прорваны интрузивными породами различного состава. Эта складчатая область располагается на правом берегу р. Енисея, занимает бассейн рек Сисима, Сыды, Кизира и Казыра и образует пучок сложных складок, веерообразно расходящихся на запад. Таким образом, в верховьях рек Кизира и Казыра намечается крупная виргация структур; одни следуют в северо-западном (восточно-саянском) направлении, другие простираются в юго-западном, представляя переход к более молодым складчатым сооружениям Западного Саяна.

В центральной части виргации, в среднем течении р. Казыра располагается участок, сложенный гнейсами и кристаллическими сланцами

¹ Высказываются и иные предположения (В. В. Хоментовский и др.), согласно которым в нижнем кембрии Восточный Протеросаян и Енисейский кряж не были приподняты. *Прим. ред.*

протерозойского возраста. Складчатость этого метаморфического комплекса отлична от складчатости кембрийских отложений как по простиранию, так и по интенсивности. Эта Базыбайская структура может рассматриваться как приподнятый блок или срединный массив докембрийского складчатого комплекса среди нижнепалеозойских структур.

Севернее Базыбайского массива складки кембрийских отложений в верхнем течении р. Кизира имеют выдержанное северо-западное простирание. Наклон крыльев в среднем равен $50-60^\circ$, но вблизи границы с докембрийскими структурами Манской зоны преобладают опрокинутые залегания пород и прослеживаются большой протяженности продольные сбросы и надвиги. Интрузивные породы здесь образуют тела типа батолитов и штоков, вытянутых согласно со структурами вмещающих толщ.

Далее к западу, в районе г. Артемовска, устанавливается дополнительная виргация структур — сисимская ветвь, которая следует сначала в северо-западном направлении, а затем поворачивает на юго-запад, образуя структуры Беллыкского белогорья; сыдинская ветвь имеет юго-западное простирание. Продолжением сисимской ветви на левобережной части Енисея являются структуры Батеневского кряжа, а сыдинской — структуры хр. Азыртал, представляющие части нижнепалеозойской складчатой зоны Кузнецкого Алатау. Эта виргация структур подчеркивается расположением интрузивных тел, а также распространением девонских эффузивов. В ряде случаев в указанных зонах отмечается согласное залегание и постепенный переход между породами верхнего протерозоя (синия) и кембрия, а также более полный и мощный разрез кембрийских отложений. Особенно мощными здесь оказываются карбонатные отложения синия (енисейская или овсянская свита). Складки имеют разнообразный характер и наряду с крутодислоцированными слоями здесь отмечаются и пологие формы, особенно синклинальные. Дизъюнктивные нарушения большей частью являются согласными с простиранием складок, причем некоторые из них, например разлом по южному фасу Беллыкского поднятия, представляют долговременное образование, наличие которого обусловило образование и дислокацию девонских и карбонатных отложений (Сыдо-Ербинская впадина).

К югу от Базыбайского массива складки позднепротерозойских и кембрийских пород имеют более или менее выдержанное юго-западное простирание, параллельное Западно-Саянской складчатой зоне. Здесь широко распространены кембрийские эффузивные толщи, возраст которых является более молодым относительно кембрийских отложений карбонатного состава. Тектоника этой части Восточного Саяна в настоящее время изучена недостаточно, и характер сочленения складчатой зоны Восточного Саяна с Западным остается неуточненным. Район верховьев р. Амыла и хр. Ергак-Торгак-Тайга характеризуется наличием позднепротерозойских, кембрийских и ордовикских складчатых сооружений. Южная граница каледонского Восточного Саяна проводится условно и в значительной мере отражает географическое понятие. Изучение сложного тектонического узла, каким представляется сейчас область верховьев рек Кизира и Казыра, должно явиться задачей ближайшего будущего.

Наличие сложных, часто изоклиальных складок, продольных разломов, а также широких зон раздавливания и развальцевания пород

является характерным для этой части Восточного Саяна. Наряду с крупными батолитоподобными интрузивными массивами гранодиоритового состава здесь присутствуют интрузии гипербазитов, свойственные зоне Западного Саяна, что намечает связь складчатых зон обоих Саянов.

Длительное формирование докембрийской и нижнепалеозойской (каледонской) складчатых зон Восточного Саяна, вместе с наложенными на них структурами и погруженной юго-западной частью Сибирской платформы и Манским прогибом, закончилось в ордовикское время. Завершающим этапом послужило накопление во впадинах карбонатно-терригенных, а в нижнепалеозойской зоне вулканогенно-осадочных толщ среднего и, возможно, верхнего кембрия. Эти толщи явились той средой и отчасти кровлей, в которую внедрились нижнепалеозойские, додевонские интрузии. Образование этих интрузий обусловило консолидацию Восточного Саяна в посткембрийское время. В ордовикский и силурийский периоды эта область являлась областью сноса и источником накопления ордовикских толщ Западного Саяна и Тувы.

В конце силура и начале девона эта консолидированная складчатая область подверглась деформации с образованием расколов и глыбовых перемещений, в результате которых произошло излияние вулканических масс на огромной территории юга Сибири. В настоящее время трудно указать точно направление и характер структур, к которым приурочены излияния девонских эффузивов. Однако несомненно, что эти структуры контролировались древними додевонскими разломами. Так, например, эффузивы Рыбинской впадины связаны с одним из древних разломов в теле Протеросаяна. Эффузивы восточной окраины Северо-Минусинской впадины приурочиваются к разломам вдоль виргации Манской зоны Протеросаяна, а эффузивные толщи Тубино-Сисимского и Кизир-Казырского районов в своем распространении зависят от положения разломов в толще кембро-протерозойских пород, заходя далеко на восток по водоразделу рек Кизира и Казыра.

Дальнейшая тектоническая жизнь Восточного Саяна устанавливается геоморфологическим методом, поскольку в пределах области присутствуют только нижнедевонские и кайнозойские отложения. Несомненно, что в юрское время Восточный Саян в северной части испытал большие подвижки, в связи с которыми находится деформация юрских отложений Саяно-Партизанской синклинали. Этапы более поздних движений, преимущественно глыбового характера, в настоящее время установить нельзя из-за недостаточной изученности кайнозойских отложений.

В настоящее время Восточный Саян в целом продолжает подниматься, на что указывает характер рельефа и особенности речной сети, причем южная часть его испытывает более интенсивное поднятие, чем северная.

КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ

Большинство геологов рассматривает расположенный в пределах Красноярского края восточный склон Кузнецкого Алатау как салаирское складчатое сооружение, формировавшееся в течение среднего и верхнего кембрия (В. А. Кузнецов и др.). Иные предполагают, что весь Кузнецкий Алатау относится к типичным каледонидам, и считают возможным включать восточный склон Кузнецкого Алатау в состав Хакасско-Минусинской «срединной массы», охватывающей также западную часть Восточного Саяна и Минусинские впадины.

Новые данные по стратиграфии, тектонике и интрузивному магматизму, полученные в последние годы, позволяют внести известную ясность в спорные проблемы.

В Кузнецком Алатау представляется сейчас возможным выделить три структурных яруса, геотектоническая природа которых и время формирования различны.

Нижний структурный ярус представлен отложениями пихтерекской метаморфической серии и связанными с ней интрузиями; он сложен орто- и парагнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, орто- и параамфиболитами. Метаморфические породы осадочного происхождения образовались за счет глинистых, эффузивных, карбонатных и терригенных пород. Интрузии представлены как кислыми (гранитоиды), так и основными (габброиды) породами. Максимальная мощность отложений нижнего структурного яруса, вскрытого эрозией лишь в самых верхах, превышает 3500 м. Синийские и кембрийские отложения залегают на породах нижнего структурного яруса с резким угловым несогласием и отделены от него значительным перерывом. На пихтерекской метаморфической серии в разных районах лежат разные горизонты нижнепалеозойского разреза. Все эти данные указывают на самостоятельное структурно-тектоническое значение нижнего яруса, образование которого относится к досинийскому времени и связано с консолидацией древней досинийской геосинклинали.

Средний структурный ярус объединяет синийские и кембрийские отложения, а также многообразные интрузивные комплексы. Типичные для этого яруса отложения синия и кембрия и сопровождающие их интрузивные породы в Кузнецком Алатау имеют наибольшее распространение и формируют современный тектонический план его восточного склона.

Максимальная суммарная мощность отложений среднего яруса составляет около 18 км при мощности непрерывного разреза на участках наибольшего прогиба 11—12 км. Средний структурный ярус представлен типично геосинклинальными формациями: спилит-диабазовой мощностью до 3500 м, спилит-кератофировой — до 2000 м, флишоидной — до 1700 м, молассовой — до 1900 м и карбонатной — до 5500 м. Фациальный состав отложений представляется довольно разнообразным. На долю карбонатных пород приходится в среднем 41%, на долю вулканогенных — 35% и на долю песчано-сланцевых пород — 24%.

Таким образом, карбонатные породы отнюдь не преобладают в разрезе среднего структурного яруса, хотя для отдельных структурных районов такое преобладание возможно. Анализ последовательности отложения различных формаций показателен. Сводный разрез среднего яруса начинается спилит-диабазовой формацией (июсская свита) типично геосинклинального типа. Она сменяется флишоидной (портальская свита) и затем карбонатной формацией (балыксинская и усинская свиты). Венчают разрез вулканогенная формация наземного и мелководного типа или карбонатные отложения лагунного типа. Четко устанавливается определенная периодичность отложений, выраженная в последовательном накоплении эффузивно-сланцевой, карбонатной, сланцево-эффузивно-песчаниковой, снова карбонатной и, наконец, верхней эффузивной серий.

Такая последовательность указывает на интенсивные тектонические движения, неоднократно сопровождавшиеся вулканической деятельностью. Интрузивная деятельность на восточном склоне Кузнецкого

Алатау носит типичные черты геосинклинального развития. Офиолитовые интрузии проявлены в небольших масштабах, широко развиты характерные для геосинклинальных областей батолитоподобные гранитоидные интрузии.

Верхний структурный ярус отделен от среднего крупным перерывом, отвечающим, по-видимому, большей части верхнего кембрия и низам ордовика. Сложен верхний ярус вулканогенной серией нижнего и среднего девона и нормально осадочными породами девона¹. Распространение пород верхнего яруса ограничено системой Балыксинского и Саралинского грабенев, грабенообразной Уленьской котловиной и небольшими площадями, сложенными вулканогенными породами девона в районах рек Уленя, Саралы, Теи, горы Сыгым (левобережье р. Аскиза) и на других участках. Интрузивные породы верхнего структурного яруса, представленные комплексом девонских, преимущественно щелочных пород и порфириров, распространены сравнительно широко, но они не занимают больших площадей. Для верхнего яруса характерно спокойное залегание осадочных пород, осложняющееся брахискладками и куполовидными складками с падением крыльев в пределах 8—22°. Крутые падения (до 70—80°) характерны только для флексурных перегибов на границах с Минусинским межгорным прогибом. Дизъюнктивные нарушения (диаклазы и сбросы) имеют преобладающее северо-западное (310—330°) направление. Границы между верхним и средним структурными ярусами либо тектонические (Уленьская котловина, система грабенев), либо эрозионного типа с горизонтами конгломератов, туфоконгломератов, туфобрекчий, гравелитов и песчаников в основании разреза верхнего яруса. Суммарная мощность разреза верхнего яруса в пределах региона (не затрагивая смежные части Минусинского межгорного прогиба) составляет 3000—3500 м, мощность в непрерывном разрезе (Уленьская котловина) не превышает 1500—1700 м.

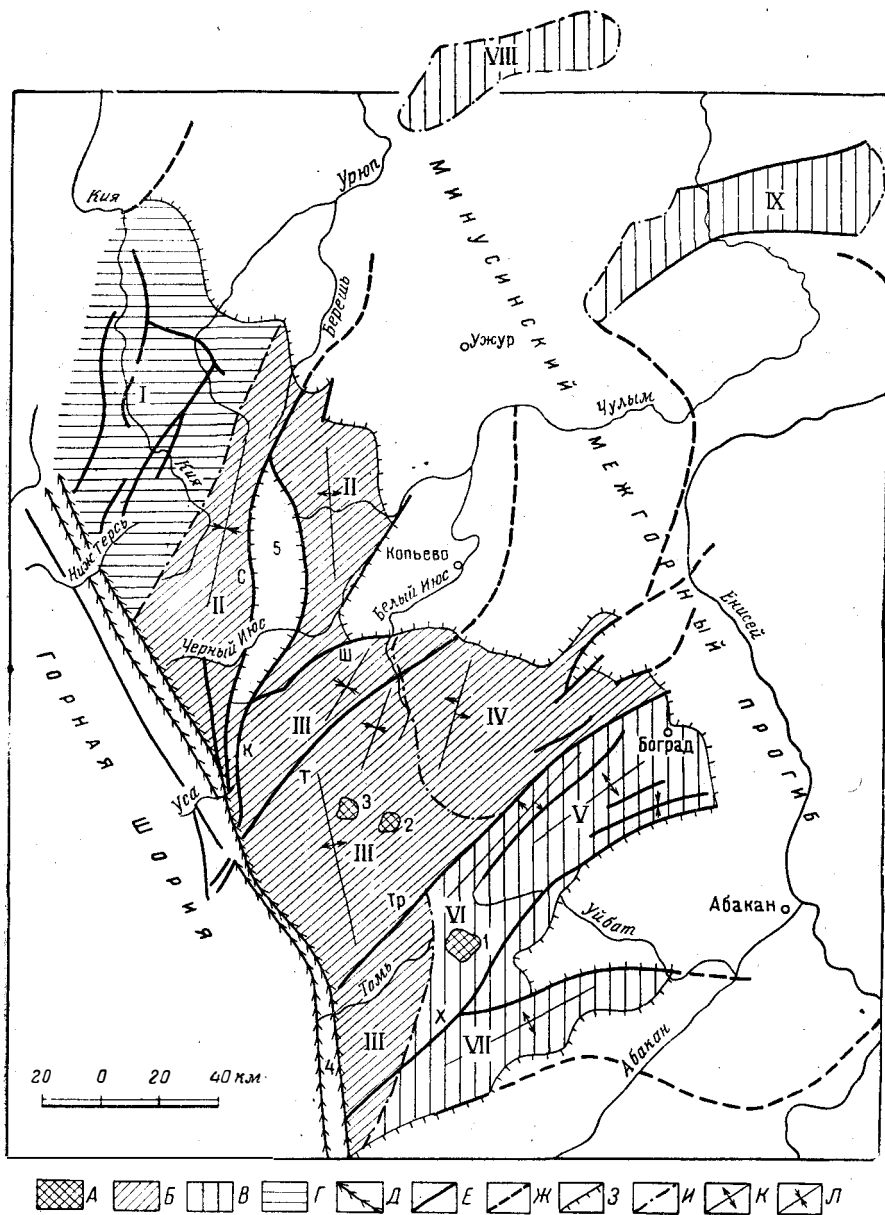
Изучение разрезов отдельных участков восточного склона Кузнецкого Алатау позволяет выделить в его пределах ряд структурных районов, отличающихся как по строению разреза, его мощности, составу формаций, так и по характеру складчатости интрузивных комплексов и разрывных нарушений. Таких структурных районов можно выделить девять (рис. 85): Июско-Сыйский, Кийский, Саралинский, Улень-Туимский, Батеневский, Уйбатский, Аскизо-Саксырский, Аргинский и Солгонский².

Июско-Сыйский структурный район включает большую часть Тигертызского хребта, бассейны рек Белого Июса, Караташа, Сыма. Мощность разреза среднего яруса в этом районе максимальная и составляет свыше 14 км. Разрез в этом районе наиболее полный, причем на долю вулканогенных пород (спилито-диабазовая, спилит-кератофировая и вулканогенно-кремнистая формации) приходится 43%, флишoidная формация составляет 12%, карбонатная — 32% и молассовая — 13%. Мощность вулканогенно-сланцевой серии

¹ Д. И. Мусатов считает возможным включать в состав верхнего структурного этажа также ордовикские отложения, к которым он относит теискую свиту эффузивных пород, но ордовикский возраст каких-либо отложений на восточном склоне Кузнецкого Алатау не доказан. *Прим. ред.*

² В разделе «Кембрий Кузнецкого Алатау» упоминаются обобщенные структурные районы. Так, например, Батеневский, Уйбатский и Аскизо-Саксырский структурные районы соответствуют единому Батеневско-Саксырскому поднятию.

(спилит-диабазовая и флишиодная формации), залегающей в основании разреза, достигает здесь 5000 м. В западной части района расположена система глубинных разломов, на продолжении которой к югу и северу (в последнем случае на ее ответвлении) находятся соответственно грабены Балыксинский, или Таштыпский, и Саралинский, выполненные преимущественно отложениями верхнего яруса. Грабены, имеющие протяженность 70—100 км каждый, при ширине 5—15 км, также унаследовали систему глубинных разломов и их ответвлений, неоднократно подновлявшихся. Об этом говорят совпадающие направления



разломов и простираения пород нижней части среднего яруса, приуроченность к этой тектонической зоне гипербазитовых интрузий, максимальные мощности ранних геосинклинальных формаций и т. д. Интрузивные геосинклинальные формации также широко проявлены в Июско-Сыйском структурном районе. В частности, наибольшее развитие здесь имеет комплекс габброидов, и располагается крупнейшая в регионе батолитоподобная интрузия гранитоидов — Тигертызский массив площадью более 3000 км². Складчатые структуры района имеют субмеридиональное направление с отклонениями к северо-западу (чаще) и северо-востоку (реже). Характерны сжатые изоклинальные складки большой протяженности (до 50—70 км), осложненные складками низших порядков. Выделяется крупный Тигертызский антиклинорий субмеридионального направления длиной около 150 км при ширине от 30 до 60 км. Большая часть антиклинория в настоящее время занята Тигертызским гранитоидным массивом. Сложное строение антиклинория четко проявляется в виде серии узких нормальных и изоклинальных складок остроугольной и килевидной формы, часто осложненных сбросами и крупными флексурами Z-образной формы. Огромную роль играют дизъюнктивные нарушения типа сбросов и разломов, проявляющиеся также в форме грабенов. Преобладающие направления нарушений субмеридиональные с отклонением к северо-западу и северо-восточные. Среди этих нарушений следует отметить Караташский сброс и Туралыхский сбросо-сдвиг. Более молодой возраст имеет субширотный Шипилинский разлом, разделяющий породы среднего и верхнего ярусов. С точки зрения металлогении огромное значение имеют северо-западные и северо-восточные трещины оперения системы глубинных разломов.

В Июско-Сыйском структурном районе более всего развиты выступы нижнего структурного яруса.

Макроструктуры нижнего яруса здесь так же, как и в других районах, где наблюдаются его выступы, представлены главным образом брахиантиклиналями овальной, несколько вытянутой в направлении складок среднего яруса формы, размером от 4—6 до 18—25 км в поперечнике. Углы падения крыльев брахиантиклиналей не превышают 25—30°. В то же время анализ залегания отдельных горизонтов метаморфической серии показывает, что она интенсивно дислоцирована

Рис. 85. Схема тектонического районирования восточного склона Кузнецкого Алатау

- А. Выступы досинийской (верхнепротерозойской) складчатости (вне масштаба): 1 — Кульчазинско-Темирский; 2 — Туралых-Караташский; 3 — Пихтерекский
- Б. Структурные районы каледонской геосинклинали с преобладанием вулканогенных и флишоидных формаций: II — Саралинский район, III — Июско-Сыйский, VI — Улень-Тумский район
- В. Структурные районы каледонской геосинклинали с преобладанием карбонатных формаций: V — Батеневский район, VI — Уйбатский район, VII — Аскизо-Саксырский район, VIII — Аргинский район, IX — Солгонский район.
- Г. Структурные районы каледонской геосинклинали сложного строения с одинаковым развитием вулканогенных и карбонатных формаций: I — Кийский район
- Д. Зона глубинных разломов
- Е. Крупные разломы: к — Караташский, г — Туралыхский, ш — Шипилинский, тр — Теренсукский, с — Саралинский, х — Хабзасский
- Ж. Продолжение крупных разломов в фундаменте Минусинского межгорного прогиба.
- З. Граница распространения осадочных девонских, каменноугольных и более молодых отложений Минусинского межгорного прогиба: 4 — Балыкский грабец — синклиналь; 5 — Саралинский грабен — синклиналь
- И. Граница структурных районов
- К. Оси крупных антиклинальных структур
- Л. Оси крупных синклинальных структур

с образованием сжатых изоклинальных и асимметричных нормальных складок субмеридионального и северо-западного простирания с шириной в сотни метров и углами падения крыльев $60\text{--}80^\circ$. Поскольку линейные складки среднего структурного яруса обычно расположены под углом $30\text{--}40^\circ$ к линейным складкам нижнего яруса, приходится признать самостоятельность и первичный характер этих складок. Брахиантиклинали, по-видимому, образовались в результате повторной деформации нижнего яруса. Роль разрывных нарушений в первичных структурах нижнего яруса и время их формирования полностью еще не выяснены.

Саралинский структурный район примыкает с севера к Июско-Сыйскому району и включает Саралинский интрузивный массив и его обрамление в бассейне рч. Сарала. Общая мощность разреза среднего яруса составляет здесь более 10 000 м, причем на долю вулканогенных пород (спилито-диабазовая и спилит-кератофировая формации) приходится 48%, на долю карбонатной формации — 40%, моласовой — 10% и флишоидной — 2%. Обращает на себя внимание незначительное развитие флишоидной формации и большие мощности верхних частей разреза — в частности в этом районе мощность среднего кембрия (карасукская и берикульская свиты) превышает 2500 м. Можно высказать предположение, что в конце синия и середине нижнего кембрия в Саралинском районе возникали островные дуги, а в среднем кембрии здесь располагалась зона максимального прогиба. Среди крупных складчатых структур выделяется Саралинский антиклинорий субмеридионального простирания длиной более 70 км при ширине 20—30 км.

Саралинский антиклинорий прорван крупным Саралинским массивом сложного состава и имеет специфические черты строения. Макроструктура в целом имеет сравнительно пологое падение крыльев ($35\text{--}45^\circ$) и ограничена с запада и востока крупными сбросами и разломами. С востока по сбросу, сопровождающемуся многочисленными флексурами, породы среднего яруса соприкасаются с породами девона Минусинских впадин. С запада Саралинский антиклинорий ограничен так называемым Саралинским грабеном шириной 7—10 км, выполненным породами верхнего яруса.

С севера и юга Саралинский антиклинорий граничит с поперечными синклиналильными структурами субширотного простирания, сложенными породами верхних горизонтов нижнего кембрия и верхнего яруса. Все эти особенности рисуют Саралинский антиклинорий как сравнительно пологую и широкую складку с чертами брахиформ и горстового выступа. Наряду с этим в антиклинории различаются и типичные линейные складки низших порядков. К западу от Саралинского грабена располагается Юзекский синклинорий, сложенный породами верхней половины среднего яруса и частично породами верхнего структурного яруса. Синклинорий имеет субмеридиональное простирание, длину более 120 км и состоит из ряда сравнительно узких линейных складок низших порядков. С юга Саралинский район в целом отделен от Июско-Сыйского системой Шипилинского разлома, отмеченного выше. В Саралинском районе очень большое значение имеют дизъюнктивные нарушения преимущественно субмеридионального направления, которые расчленяют район на ряд блоков.

Кийский структурный район охватывает бассейн р. Кия и расположен к северо-западу от Саралинского. В пределы границ

Красноярского края входит лишь его южная часть. Мощность геосинклинальных отложений в этом районе составляет 8000—9000 м, причем резко преобладают карбонатная (~45%) и вулканогенная (~40%) формации. Карбонатная формация в непрерывном разрезе относится к нижнему кембрию, а вулканогенная в основном к среднему. Как и в Саралинском районе, здесь, по-видимому, четко проявлена некоторая перестройка тектонического плана на границе нижнего и среднего кембрия. Складчатые структуры имеют субмеридиональное направление с отклонениями на северо-восток. Характерно сочетание типичных линейных синклинальных структур с широкими и короткими, часто куполовидными антиклиналями с погружающимися осями. Очень широко развиты разрывные нарушения в виде трещинных зон и сбросо-сдвигов. Среди интрузий преобладают слабодифференцированные гранитоиды. Кийский район имеет много общего с Улень-Туимским.

Улень-Туимский структурный район расположен к северо-востоку от Июско-Сыйского и включает бассейны рек Туим и Улень, а также среднее течение р. Белого Июса. Мощность разреза среднего яруса в этом районе большая — около 11 000 м, причем преобладающее значение имеют сланцево-вулканогенные формации (48%). На долю карбонатных формаций приходится 35%, на долю молассовых — 10%. Флишоидная формация представлена слабо, разрез нижней карбонатной серии составляет 2000—2500 м. Это указывает на то, что в первую фазу складчатости в конце синия и начале кембрия здесь образовались участки суши, которые служили местными зонами размыва. В конце алданского века район вновь испытывал прогибание, особенно усилившееся во второй половине нижнего кембрия (мощность отложений ленского яруса 4500 м) и в среднем кембрии. Однако прогибание носило дифференцированный характер, на что указывает накопление грубообломочного материала молассы и широкое проявление кембрийских габброидов в антиклинальных структурах второго и третьего порядков. Можно полагать, что зона максимального прогиба в конце нижнего кембрия и в среднем кембрии наряду с Саралинским и Кийским районами охватывала и Улень-Туимский район.

Наиболее крупной структурой района является Туимский антиклинорий, шарнир которого погружается в северо-восточном направлении (что доказывается развитием здесь среднего кембрия). Туимский антиклинорий вытянут в северо-северо-восточном направлении (25—30°), меняющемся в северной части на северо-восточное (40—45°); длина его более 80 км при ширине 20—30 км. Строение антиклинория сложное. Его восточное крыло осложнено крупной Уленьской брахисинклиналью, сложенной сыйской и карасукской свитами. Центральная часть синклинали в последующем была опущена с образованием Уленьской грабенообразной котловины, выполненной девоном. Уленьская брахисинклиналь имеет овальную форму, с осью северо-северо-восточного направления, длиной более 30 км при ширине 15—18 км. Крылья брахисинклинали имеют падение 25—35° и осложнены мелкими складками низших порядков с крутым падением (60—70°). В южной части Туимский антиклинорий осложнен Чахтагским поперечным поднятием субширотного простирания, сложенным вулканогенными породами июской свиты синия и нижними горизонтами карбонатной серии кембрия. Это поднятие отделяет Улень-Туимский район от Июско-Сыйского. Характерно, что в Улень-Туимском структурном районе гранитоиды развиты слабо, а преобладают породы сиенитового ряда. Дизъюнктивные нару-

шения представлены очень широко, но они большей частью носят характер трещинных зон (диаклазы). Исключение составляют сбросы, ограничивающие грабен Уленьской котловины.

В Батеневском структурном районе, совмещающемся с Батеневским кряжем, нижняя эффузивно-сланцевая серия среднего яруса (июсская и порталская свиты) отсутствует. Мощность разреза не превышает 6000—7000 м, причем резко преобладает карбонатная формация (62%). На долю вулканогенной (спилито-кремнистой) формации приходится 24% и молассовой — 14%. Карбонатные осадки часто типично рифовые, региональные перерывы в среднем ярусе выражены слабо, много грубообломочных отложений, в частности внутриформационных конгломератов. Складчатые структуры в линейных формах отличаются более пологими углами падения (35—50°) и широким развитием брахиформ. Линейные складки обычно короткие, шарниры их часто погружаются в северо-восточном направлении, наблюдается смена антиклиналей и синклиналей низших порядков как по фронту, так и по протяжению. Крупные складки типа антиклинорий или синклинорий не выделяются, валоподобная структура Батеневского кряжа сформировалась позднее — в герцинский этап тектогенеза. Дизъюнктивные нарушения развиты меньше, чем в ранее описанных районах, причем наряду с преобладающими диаклазами есть и надвиговые структуры. Очень характерно относительно слабое проявление интрузивного магматизма, представленного комплексом пород сиенитового ряда, лейкократовыми гранитами и девонскими порфирами. Общее направление складчатости северо-восточное 40—50°. Все перечисленные особенности свидетельствуют о том, что на территории Батеневского района не было геосинклинальных трогов; здесь раньше, чем в других частях, возникли участки мелкого моря и островов и раньше завершилась складчатость, которая носила ослабленный характер. Следовательно, Батеневский структурный район относится к периферическим зонам кембрийской геосинклинали восточного склона Кузнецкого Алатау.

Уйбатский структурный район, охватывающий бассейн р. Уйбата, верховья р. Аскиза, хребты Косинский и Азыртальский, имеет много общего с Батеневским районом. Мощность разреза среднего структурного яруса составляет 6000 м, причем на долю карбонатной формации приходится 52%, вулканогенной — 20% и молассовой — 28%. Здесь отсутствуют типичные флишоидные осадки и спилито-диабазовая формация низов разреза.

В отличие от Батеневского в Уйбатском районе выделяется Уйбатский антиклинорий сложного строения и северо-восточного простирания. Длина его около 100 км, а ширина 35—40 км с погружающимся шарниром к северо-востоку. Линейные складки имеют падение крыльев 40—60°. Характер дизъюнктивных нарушений более разнообразен. Наряду с диаклазами широко развиты сбросы с амплитудой в сотни метров, сбросо-сдвиги и надвиги. Разрывные нарушения очень многочисленны и направление их различное. Второе отличие — это широкое проявление интрузивного магматизма (Уйбатский массив), представленного породами габбрового, сиенитового и гранитного ряда. Наконец, следует отметить, что в Уйбатском районе выходят на поверхность выступы нижнего структурного яруса (Кульчазинско-Темирский).

Аскизо-Саксырский структурный район, примыкающий с юга к Уйбатскому, включает Саксырский хребет, бассейны рек

Аскиза и Базы. Мощность разреза среднего яруса не превышает 6000—7000 м; преобладают карбонатные породы—42%, на долю флишеидной формации приходится 20%, молассовой—18% и вулканогенной—20%. Флишеидная и вулканогенная формации развиты в западной части, примыкающей к Июско-Сыйскому району. Наибольшую мощность имеют порталская свита и нижняя карбонатная серия (60% разреза). Выделяется крупный Саксырский антиклинорий субширотного простирания длиной около 120 км при ширине 25—30 км. Антиклинорий имеет сравнительно простое строение, но его северное крыло осложнено Сыгымской впадиной, сложенной девоном. Дизъюнктивные нарушения развиты не особенно широко и представлены обычно трещинными зонами (диаклазами). С юга и востока Аскизо-Саксырский район граничит по системе разломов и флексур с Минусинской впадиной. Большая часть района сложена интрузивными породами (Аскизский, Сырский и другие массивы), в составе которых преобладают гранитоиды.

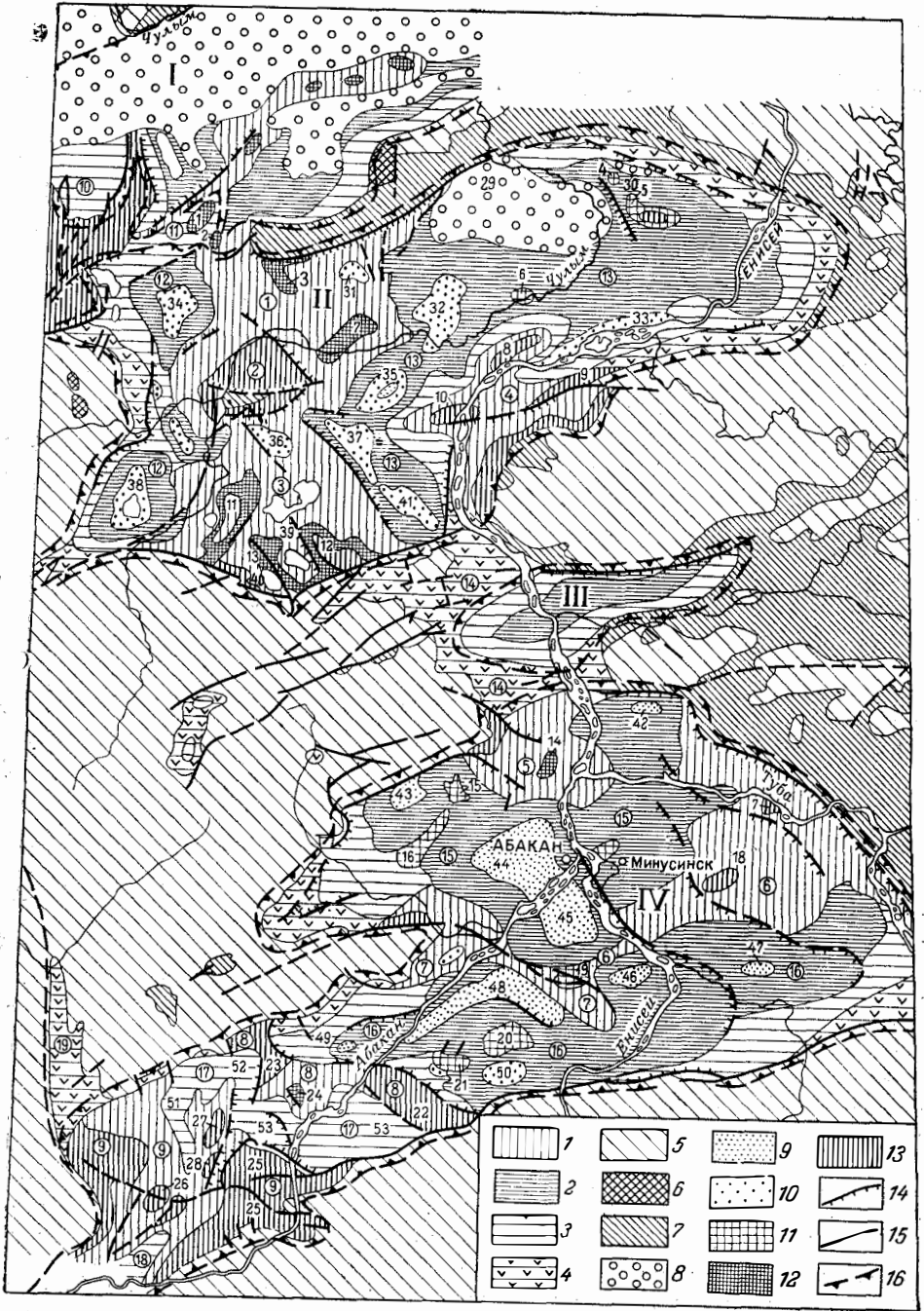
Аргинский и Солгонский структурные районы отделены от остальных районов структурами среднепалеозойского Минусинского прогиба.

Аргинский район (хр. Арга) расположен в северной части региона, а Солгонский (Солгонский кряж) в его северо-восточной части.

Мощности разрезов среднего структурного яруса в обоих районах невелики (3000—4000 м), преобладают карбонатные формации нижнего кембрия (более 70% разреза), интрузии принадлежат в основном к гранитовому ряду. Складчатые структуры имеют линейную форму. Они обычно короткие и с пологими крыльями (30—45°). Лишь изредка встречаются сжатые изоклинальные складки низших порядков. Разрывные нарушения представлены широко и принадлежат к сбросам и разломам по границам районов и к диаклазам внутри них.

МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ

Обширную территорию, расположенную между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саянов, впервые выделил П. Чихачев (1842) под названием Енисейской полосы распространения девонских отложений. Позднее Э. Зюсс (1905) придал всей этой полосе значение крупного структурного элемента—Минусинской промежуточной области. Именно в таком плане, как крупную структуру, разделяющую названные выше горные сооружения, рассматривали эту территорию Я. С. Эдельштейн (1932, 1936) и другие исследователи, назвавшие ее Минусинской котловиной. Исследования Я. С. Эдельштейна позволили установить неоднородное строение Минусинской котловины и выделить в ее составе ряд более или менее обособленных пониженных участков (депрессий), частично разделенных почти широтно вытянутыми сравнительно небольшими горными кряжами (Батеневский, Азырталынский, Солгонский и др.) За южной депрессией Я. С. Эдельштейн сохранил название Минусинской котловины, а севернее выделил небольшую Сыдо-Ербинскую (Сыдинско-Ербинскую) и обширную Чулымо-Енисейскую депрессии (Эдельштейн, 1937). Однако большинство исследователей и до настоящего времени (Страхов, 1948; Коровин, 1954 и др.) считают Минусинской котловиной всю «Минусинскую промежуточную область» Зюсса—Чихачева. Изучение этой обширной области привело к обнаружению



еще ряда котловин, или депрессий, заполненных, как и другие, среднепалеозойскими, главным образом девонскими, отложениями. Так, А. Г. Вологдин (1931) выделил две небольшие котловины на Кизир-Казырском междуречье, А. Н. Чураков (1932) на восточном склоне Кузнецкого Алатау отметил Уленьскую котловину. М. К. Корovin (1954) считал возможным выделять, кроме того, на севере области Ачинскую котловину, но И. В. Лучицкий (1957) показал, что это название крайне неудачно, так как относится к депрессии, отделенной от г. Ачинска хр. Арга и названной им еще в 1952 г. Назаровской впадиной. Новую номенклатуру для некоторых котловин предлагают и другие исследователи. Так, А. В. Тыжнов рекомендовал Чулымо-Енисейскую депрессию Я. С. Эдельштейна называть Чебаково-Балхатинской; Н. Г. Чочиа (1958), Г. И. Теодорович (1958) и др. Минусинскую котловину Я. С. Эдельштейна называла Южно-Минусинской, а Чулымо-Енисейскую того же исследователя — Северо-Минусинской. Все эти новые наименования (за исключением названия «Назаровская впадина,» сейчас общепринятого) далеко не оправданы.

В настоящее время известно, что обширная Минусинская промежуточная область, или Минусинский прогиб (Лучицкий, 1957), охватывает сложную систему разнообразных по форме и величине впадин, главнейшими из которых являются (с юга на север): Минусинская, Сыдо-Ербинская, Чулымо-Енисейская и Назаровская (рис. 86). На юго-востоке следует различать небольшие впадины Казырскую и Кизирскую, а на западе — Уленьскую и Ербинскую. На крайнем западе представляется возможным выделить, кроме того, линейно вытянутые в меридиональном направлении Саралинскую (на севере) и Балык-синскую (на юге) впадины. Система впадин разделяется поднятиями, среди которых прежде всего обособляются вытянутые в восток-северо-восточном направлении Батеневское и Азыртальское с продолжающимися их Беллыкским и Сыдинским поднятиями. Эта группа поднятий

Рис. 86. Тектоническая схема девонских впадин Минусинского межгорного прогиба (Составил И. В. Лучицкий, 1956)

1 — антиклинальные поднятия; 2 — синклинальные прогибы и отдельные их участки, сложенные нижнекаменноугольными и девонскими отложениями; 3 — то же, только девонскими отложениями; 4 — то же, только нижнедевонскими отложениями; 5 — выходы нижнепалеозойского складчатого фундамента на поверхность; 6 — то же, скрытые под сравнительно маломощным чехлом живетских отложений; 7 — то же, под чехлом вулканогенных, преимущественно нижнедевонских отложений; 8 — плоские мутьды, сложенные мезозойскими, преимущественно юрскими отложениями; 9 — ядра синклиналей, сложенные верхнепалеозойскими угленосными отложениями; 10 — то же, нижнекаменноугольными отложениями; 11 — ядра антиклиналей, сложенные верхнедевонскими отложениями; 12 — то же, живетскими отложениями; 13 — ядра антиклиналей и участки антиклинальных поднятий, сложенные нижнедевонскими отложениями; 14 — главнейшие флексуры и флексуорообразные изгибы; 15 — разломы; 16 — границы впадин: I Назаровской, II Чулымо-Енисейской, III Сыдо-Ербинской, IV Минусинской.

Главнейшие структурные элементы

Антиклиналы (цифры): 1 — Локшинская, 2 — Усть-Сосновская, 3 — Ильинская, 4 — Сырская, 5 — Огоньковская, 6 — Белоярская, 7 — Парилковская, 8 — Новоселовская, 9 — Тонская, 10 — Кокоревская, 11 — Фыркальская, 12 — Арамчакская, 13 — Иткольская, 14 — Моховская, 15 — Карасукская, 16 — Абаканского сользавода, 17 — Убруская, 18 — Кызыкчульская, 19 — Алтайская, 20 — Восточно-Красноозерская, 21 — Западно-Красноозерная, 22 — Утинская, 23 — Аскизская, 24 — Хамгазинская, 25 — Чиланская, 26 — Кызыл-Сукская, 27 — Усть-Чульская, 28 — Икемская. Синклиналы и мутьды: 29 — Балахтинская, 30 — Пашенская, 31 — Ельничная, 32 — Барантская, 33 — Куртакская, 34 — Салбатская, 35 — Иткольская, 36 — Моровская, 37 — Джиримская, 38 — Чебаковская, 39 — Ширинская, 40 — Иткольская, 41 — Конезаводская, 42 — Бузуновская, 43 — Кутень-Булуцкая, 44 — Черногорская, 45 — Калаянская, 46 — Алтайская, 47 — Дубенская, 48 — Бейская, 49 — Сарская, 50 — Кальская, 51 — Майнагашевская, 52 — Кызласовская, 53 — Енисейско-Табатская,

Антиклинальные поднятия (цифры в кружках): 1 — Ильино-Парилковское, 2 — Копьевское, 3 — Ширинское, 4 — Тонско-Кокоревское, 5 — Биджино-Моховское, 6 — Алтайско-Тагарское, 7 — Трояковское, 8 — Аскизско-Утинское, 9 — Таштыпское

Синклинальные прогибы (цифры в кружках): 10 — Шарыповский, 11 — Ужурский, 12 — Чебаково-Ужурский, 13 — Джиримо-Балахтинский, 14 — Ворошиловский, 15 — Нижне-Абаканский, 16 — Саюно-Абаканский, 17 — Средне-Абаканский, 18 — Верхне-Абаканский, 19 — Балыксинский

отделяет расположенную на юге прогиба Минусинскую впадину от Чулымо-Енисейской. В восточной части рассматриваемой группы поднятий размещается Сыдо-Ербинская впадина. Весьма характерен разделяющий эту группу поднятий поперечный по отношению к ним Ворошиловский прогиб, ориентированный в северо-западном направлении и выполненный наиболее низкими стратиграфическими горизонтами разреза девонских отложений. Этот поперечный прогиб связывает между собой Минусинскую, Сыдо-Ербинскую и Чулымо-Енисейскую впадины.

На севере Чулымо-Енисейской впадины находится Солгонское поднятие, на востоке сливающееся с Восточным Саяном, а на западе постепенно погружающееся, вследствие чего в районе ст. Ужур образуются так называемые «Ужурские ворота» (Эдельштейн, 1932) — узкий прогиб, расположенный между хребтами Солгоном и Ашпаном. Солгонское поднятие отделяет Чулымо-Енисейскую впадину от Назаровской, которая в свою очередь отделена на севере Аргинским поднятием от Чулымской синеклизы (Шатский, 1956).

Наряду с почти широтно ориентированными поднятиями, к числу которых на юге относится и сравнительно небольшое Саксырское, прослеживается система поднятий иной ориентировки и сложной конфигурации. На западе располагается крупное, почти изометрическое и несколько удлиненной в меридиональном направлении Саралинское поднятие. На юго-востоке обособляется крупное Кизир-Казырское поднятие, граничащее с Минусинской впадиной по тектонической зоне северо-западного простирания.

В серии отложений, слагающих Минусинский прогиб, выделяются два резко различных комплекса. Первый представлен метаморфизованными, интенсивно дислоцированными толщами протерозоя и кембрия и прорывающими их интрузиями гранитоидов, диоритовыми, габбровыми и отчасти щелочными интрузиями. Эта серия образованной составляет выступающий на поднятиях и в обрамлении прогиба складчатый салаирский фундамент, на котором с повсеместно прослеживаемым резким угловым несогласием залегают отложения второго комплекса — эффузивные и осадочные толщи девона, а также осадочные толщи карбона, перми и (на севере прогиба) юры. Эти отложения образуют тот осадочный чехол, распространение которого позволяет выделять отдельные впадины и весь прогиб в целом.

Тем не менее строение фундамента Минусинского прогиба изучено недостаточно. Общее представление о нем можно получить путем ознакомления с помещенными выше очерками тектоники Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Как видно из предшествующих описаний, в настоящее время можно установить главным образом общее простирание древних структур, на западе меридиональное, далее к востоку северо-восточное и на востоке, в области Восточного Саяна, — северо-западное, а также широкое распространение разломов, рассекающих фундамент и ориентированных по тем же трем основным направлениям.

Б. Н. Красильников и А. А. Моссаковский в последнее время предприняли попытку выявить преемственность в развитии структур фундамента и осадочного чехла и установить, что «в начале герцинского орогенического цикла каледонские антиклинальные зоны превратились в глыбовые поднятия горстового характера, а синклинали — в прогибы типа крупных грабенов» (Красильников и др., 1958).

Разнообразные факты тем не менее плохо согласуются с этим выводом и подтверждают, что отложения осадочного чехла повсеместно срезают складчатые структуры фундамента. В то же время схема распределения нижнепалеозойских структурно-фациальных зон в пределах Минусинского прогиба и его обрамления, приводимая в подтверждение такого вывода, слишком обща и слабо обоснована. Поэтому названный выше автором приходится свой вывод дополнять указанием на то, что «подобного рода унаследованность герцинской глыбовой складчатой структуры от складчатой каледонской наблюдается не для всех герцинских структур». Следовательно, общей закономерности такого рода и не устанавливается.

Входящие в состав прогиба впадины построены неодинаково. Наиболее сложное строение имеют Минусинская, Чулымо-Енисейская и Назаровская впадины. Для них типично широкое распространение различно ориентированных протяженных флексур (длиной до 25—30 км), обособляющих внутри впадин систему приподнятых и опущенных блоков сложной конфигурации. В области сочленения с фундаментом флексуры продолжают внутри фундамента в виде разломов, а во впадинах они нередко сменяются брахиантиклиналями и иными складками разнообразных в плане очертаний. Складки во впадинах, как и флексуры, обычно простираются взаимно-перпендикулярно и подчинены в основном трем направлениям: северо-восточному, северо-западному и меридиональному.

Минусинская впадина ориентирована в северо-восточном направлении. Наибольшие размеры ее 280×120 км. Впадина не замкнута и на юго-западе переходит в линейно вытянутый в северо-восточном направлении Абаканский прогиб, связывающий ее с Алтайской горной системой. Она характеризуется наиболее полным и мощным разрезом девонских отложений, особенно в юго-западной части. В низах этого разреза широко представлены красноцветные толщи. В составе отложений впадин значительно распространены верхнепалеозойские угленосные отложения, залегающие в плоских мульдах, местами осложненных флексурами. Юрские отложения полностью отсутствуют. Все приведенные данные свидетельствуют о значительно больших масштабах погружения Минусинской впадины в среднем и верхнем палеозое в сравнении с погружениями северных впадин.

Заслуживают внимания и другие особенности ее строения, в частности отсутствие резко выступающих антиклиналей, вскрывающих разрез девонских отложений на большую глубину. Такие складки встречаются лишь на окраинах впадины. Системой ступенчатых попружений, ограниченных флексуорообразными изгибами северо-западного простирания, основание впадины опускается по направлению с юго-запада на северо-восток. За пределами площади распространения верхнепалеозойских угленосных отложений основание впадины вновь приподнимается таким же рядом ступеней. Ступенчатое строение впадины хорошо выявляется соответствующей сменой разновозрастных отложений, а также ориентировкой в северо-западном направлении антиклинальных структур. На юге впадина ограничена Западно-Саянским разломом, переходящим в флексурные изгибы. Флексуры и разломы ограничивают впадину на севере и на востоке.

Пологие уступы северо-западного простирания (Муринская флексура, Кавказский и Ицский флексуорообразные изгибы, Кривинская флексура, пограничные между уступами поднятия Аскизско-Утин-

ское и Таштыпское) сочетаются в Минусинской впадине с ориентированными в северо-восточном направлении пологими антиклинальными поднятиями и синклинальными прогибами. К главнейшим внутренним антиклинальным поднятиям северо-восточного простирания относится Алтайско-Тагарское. Оно прослеживается на юго-восток от Муринской флексуры и пересекается флексурами и флексуорообразными изгибами северо-западного простирания, вследствие чего подошва Быстрянской свиты нижнего карбона образует в плане ряд коленообразных изгибов, вызывающих каждый раз резкое сокращение площади распространения верхнедевонских отложений в том же юго-западном направлении. Свод поднятия плоский, падение крыльев достигает 15—20°. К западу от р. Енисея, в области погружения Алтайско-Тагарского поднятия, размещается Алтайская антиклиналь, расположенная в месте сочленения его Трояковским поднятием. Алтайско-Тагарское и Трояковское поднятия отделяют в пределах Минусинской впадины сложный по очертанию Нижне-Абаканский (Северо-Минусинский) прогиб общей северо-восточной ориентировки, заполненный девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями. В пределах этого прогиба размещается крупная Енисейско-Абаканская синклиналь, сложенная угленосными каменноугольными и пермскими отложениями. Она вытянута в северо-западном направлении и разделена на две части пологим валом северо-восточного простирания. По мнению А. В. Тыжнова (1948), этот вал продолжает на северо-востоке Саксырское (Уйбатское) поднятие. Северная часть синклинали известна под названием Черногорской, а южная — под названием Калягинской мульды. Крылья синклинали пологи, углы падения в угленосной свите обычно 4—5° и менее. На северо-восточном крыле Черногорской мульды находится известная Быстрянская антиклиналь, в ядре которой выступают верхнедевонские отложения. Эта антиклиналь расположена на продолжении Кривинской флексуры, прослеживающейся в этом направлении на значительном протяжении. На крайнем севере и северо-западе прогиба обособляются небольшие изометрические — Большеозерская и Кутень-Булукская угленосные мульды. Последняя отделена от Черногорской мульды небольшой антиклиналью Абаканского соляного завода и Карасукской антиклиналью.

На северо-западе Нижне-Абаканский синклинальный прогиб отделен от нижнепалеозойского фундамента Кутень-Булукским (или Азыртальским) разломом, а на севере он граничит с Биджино-Моховским поднятием. Последнее на северо-западе ограничено тем же Кутень-Булукским разломом, а далее на восток — моноклинально падающими на юго-восток покровами излившихся пород вулканогенной серии низов девонского разреза. Поднятие представляет крупный блок, имеющий в плане треугольные очертания. Он погружается на юго-восток и ограничивается на севере Бородинской, а на юге Биджинской флексурами. Блок распадается на две части — восточную и западную, разделенные резко прогнутой зоной северо-восточного простирания. Г. И. Домниковой и Г. И. Сажневым здесь выделены Моховская (ядро сложено породами бейской свитой среднего девона) и Хакасская (ядро представлено тубинской свитой верхнего девона) брахиантиклинали. Крайним восточным выступом Биджино-Моховского поднятия является Петрашиловская антиклиналь, сложенная в ядре породами тубинской свиты.

К югу от указанного выше Алтайско-Тагарского и к западу от Трояковского поднятий размещается Саяно-Абаканский синклинальный прогиб. На юге он граничит с Западным Саяном, на западе — с Аскизско-Утинским, на северо-западе — с Саксырским поднятиями. На крайнем востоке прогиб отделен от Кизир-Казырского выступа юго-восточным продолжением Мурунской флексуры. Господствующее северо-восточное простираие прогиба сочетается с северо-западными простираиями ограничивающих его поднятий. На юге прогиб ограничен Западно-Саянским разломом, сменяющимся по простираию изгибами флексур. В пределах прогиба расположены юго-восточное продолжение Трояковского поднятия, коленообразно изогнутая угленосная Бейская мульда, а также небольшие мульды — Алтайская (на западе) и Дубенская (на востоке). Эти две мульды намечают осевую прогнутую зону, приближенную к северному крылу рассматриваемой структуры. В западной части прогиба находится Красноозерная антиклинальная зона, к югу от которой прослежена еще одна небольшая мульда (Кальская), сложенная в ядре нижекаменноугольными отложениями. В ядре антиклинальной зоны, пологим перегибом разделенной на две части — Западно-Красноозерную и Восточно-Красноозерную антиклинали — выступают отложения тубинской свиты верхнего девона. Свод этих складок пологий, крылья наклонены под углом от 12—25 до 35—40°; в плане они, в общем, изометричны. Все эти складки, как и другие рассмотренные выше структуры, на крыльях осложнены флексурами. Саяно-Абаканский синклинальный прогиб на юго-западе граничит с Аскизско-Утинским антиклинальным поднятием, отделяющим от первого резко приподнятые структуры Средне-Абаканского синклинального прогиба.

Аскизско-Утинское антиклинальное поднятие имеет общую северо-западную ориентировку и объединяет две крупные антиклинали: Аскизскую на северо-западе и Утинскую на юго-востоке, Утинская антиклиналь резко удлинена в северо-западном направлении. В ядре ее выступают вулканогенно-красноцветные отложения низов девонского разреза. На юго-востоке поднятие причленяется к Западному Саяну, от которого оно отделено отмеченным выше Западно-Саянским разломом. Антиклиналь асимметрична; ее юго-западное крыло ограничено разломом, по простираию сменяющимся флексурой (Табатский разлом, по Н. А. Батову). Северо-восточное крыло складки сравнительно полого наклонено (25—30°), юго-западное имеет крутое падение (70—90°). По направлению на северо-запад антиклиналь погружается, но продолжение ее прослеживается на левом берегу р. Абакана в виде своеобразной Аскизской антиклинали. Последняя расположена на юго-восточном крыле Саксырского поднятия, от которого отделена пологим синклинальным изгибом. Ядро антиклинали сложено красноцветными породами Абаканской серии (низы девонского разреза). В плане антиклиналь имеет очертания правильного треугольника, вершиной обращенного к Саксырскому поднятию. Крылья антиклинали осложнены флексурами господствующего северо-западного и меридионального направлений. Падение слоев в ядре антиклинали колеблется от 0 до 10—15°. Связь с Утинской антиклиналью осуществляется через северо-восточный угол складки, где от нее ответвляется пологий свод, соединяющий обе складки.

Средне-Абаканский прогиб резко отличается от Нижне-Абаканского и Саяно-Абаканского тем, что в ядре его вскрыты только

верхнедевонские отложения. Таким образом, он резко приподнят по отношению к ним. Внешние очертания его крайне извилисты и сложны. На юге прогиб граничит с Западным Саяном, на северо-западе с Сак-сырским поднятием. Вдающийся далеко на север выступ Таштыпского антиклинального поднятия, расположенный в области Усть-Чульской антиклинали, разделяет Средне-Абаканский прогиб на две части — западную и восточную, связанные узкой синклинальной зоной (Кызласовской). Последняя ориентирована широтно. От нее ответвляется небольшая Картоевская синклиналь, ограниченная крыльями Лырсинской и Усть-Чульской антиклиналей. Восточную часть прогиба представляет Енисейско-Табатская, западную — Майнагашевская мульды.

Простираение Енисейско-Табатской мульды широтное, на юго-западе она ограничена Западно-Саянским разломом. Осложняющие мульдую флексуры, расположенные на ее крыльях (Есинская и др.), придают ей типичные черты коробчатой структуры. Майнагашевская мульда ориентирована тоже широтно, но отдельные участки ее удлинены в меридиональном направлении. Крылья мульды наклонены под углом 5—8°, местами осложнены небольшими разломами северо-западного простираения.

На крайнем западе Минусинской впадины находится сложно построенное Таштыпское антиклинальное поднятие, расчлененное системой различно ориентированных разломов. В пределах этого поднятия выступают вулканогенные толщи. Охарактеризованный же выше Абаканский прогиб почти не содержит верхнедевонских отложений.

В состав Таштыпского поднятия входит Чиланская (наиболее крупная), Усть-Чульская, Имекская и Кызыл-Сукская (тоже сравнительно большая) антиклинали. Пологая Майнагашевская синклиналь глубоко вдается южной своей частью в глубь Таштыпского поднятия. Чиланская антиклиналь представляет небольшой горст, погружающийся на северо-запад и сменяющийся сундучными формами, обусловленными развитием на ее крыльях флексур. В широком своде антиклинали слои залегают полого. Антиклиналь разбита системой разломов, осложнена флексурами и небольшими складками. Кызыл-Сукская антиклиналь также разбита разломами. Крылья этой складки пологие, но на востоке наблюдается переход пологого залегания в систему линейно вытянутых складок, быстро погружающихся на север.

Чулымо-Енисейская впадина на западе почти изометрична, а на востоке несколько вытянута в северо-восточном направлении. Наибольшая длина ее составляет 250 км, ширина 100 км. От Минусинской впадины она отличается сокращенным разрезом девонских отложений и неглубоким залеганием фундамента в центральных частях ее. На расположенном внутри впадины крупном Копьевском антиклинальном поднятии фундамент выступает на юге на дневную поверхность, а на севере погружен на глубину не более 750—800 м. В ядре сравнительно небольшой Белоярской антиклинали фундамент вскрыт одной из скважин на глубине около 500 м.

В ядрах антиклинальных складок Чулымо-Енисейской впадины обычно обнажаются живетские слои или подстилающие их покровы излившихся пород низов девонского разреза, что также отличает эту впадину от Минусинской. Чулымо-Енисейская впадина отделена от окружающих ее поднятий системой флексур и разломов, но на северо-

востоке впадины наблюдается сравнительно спокойное налегание осадочного чехла впадины на фундамент.

Копьевское антиклинальное поднятие является самым крупным внутри впадины. Живетские слои, оконтуривающие его ядро, трансгрессивно и несогласно налегают на пологий свод, образованный покровами излившихся пород низов девонского разреза. Поднятие расчленено разломами (наиболее крупный на западе — Карагачинский) и ограничено системой флексур (Бараджувльская и др.). Копьевское антиклинальное поднятие вместе с продолжающимися на севере Ильино-Париловским и Ширинским разделяет Чулымо-Енисейскую впадину на две части — восточную и западную или соответственно на Джиримо-Балахтинский и Чебаково-Ужурский синклинали прогибы. Восточный прогиб распадается на северную и южную (Джиримскую) мульды, а западный — на Салбатскую и Чебаковскую мульды. В юго-восточной части впадины со стороны фундамента в нее вдается крупное Тонско-Кокоревское антиклинальное поднятие.

В Чулымо-Енисейской впадине отсутствует то закономерное расположение ориентированных в северо-западном направлении ступеней, ограниченных флексурами или складками, которое является типичным для Минусинской впадины. Однако фрагменты такого строения прослеживаются в сменяющих друг друга Моровской и Джиримской флексурах, в расположении Бараджувльской флексуры и отдельных складок. Как и в Минусинской впадине, флексуры и складки здесь нередко располагаются взаимно-перпендикулярно.

Большинство антиклинальных поднятий Чулымо-Енисейской впадины сложно построено и ограничено флексурами, разломами или флексуорообразными изгибами. Ильино-Париловское поднятие представляет весьма плоскую структуру, образованную преимущественно верхнедевонскими отложениями и осложненную двумя небольшими Ильинской и Париловской антиклиналями. Эти антиклинали разделены пологой Оты-Кульской мульдой. В ядрах их вскрываются живетские слои, а в Париловской антиклинали, кроме того, излившиеся породы низов девонского разреза. Падение в крыльях складок не превышает 10—15°.

Ширинское антиклинальное поднятие сложено также преимущественно верхнедевонскими отложениями. Поднятие включает систему складок, ориентированных параллельно его крыльям. На востоке — это антиклинали и синклинали северо-западного простирания (Арамчакская и Иткольская антиклинали, Ширинская и Интикольская синклинали) на западе — северо-восточного простирания (Фыркальская антиклиналь). В состав Ширинского поднятия входят также сложной конфигурации плоская Белевская антиклиналь и асимметричная Моровская синклиналь.

Большинство складок сопровождается флексурами, а некоторые из них (например, Интикольские) сами представляют погружающиеся к центру впадины обратные флексуры (Лучицкий, 1957).

Ширинское и Ильино-Париловское антиклинальные поднятия резко опущены по отношению к обрамляющим впадину Батеневскому и Солгонскому поднятиям и отделены от них разломами. Они опущены и по отношению к Копьевскому антиклинальному поднятию. Отличительной чертой этих мульд, заполненных главным образом нижнекаменноугольными отложениями, является их корытообразное строение. Крылья мульд осложнены флексурами или флексуорообразными изги-

бами, дно плоское. Джиримская мульда резко асимметрична вследствие развития на ее юго-западном крыле весьма протяженной крутой Джиримской флексуры. Наиболее крупная северная мульда Джиримо-Балахтинского синклинального прогиба имеет сложное строение. В северной ее части обособляется весьма плоская юрская угленосная Балахтинская мульда. К югу от последней располагается пологая Белоярская брахиантиклиналь¹, в поверхностном срезе которой ядро сложено верхнедевонскими отложениями. Восточнее размещается Огоньковская антиклиналь, выводящая на поверхность вулканогенные породы низов девонского разреза. Простираение ее северо-восточное. На севере, вблизи Солгонского поднятия находится еще одна небольшая Пашенская мульда с ядром, заполненным юрскими угленосными отложениями. Эта мульда следует в северо-западном, близком к широтному направлению. Имеется еще ряд других осложняющих структур — Парновская антиклиналь, Барантская синклиналь и др. Наиболее интересна Огоньковская флексура, ограничивающая юго-западное крыло Огоньковской антиклинали и вовлекающая в изгибание юрские угленосные отложения восточного крыла Балахтинской угленосной мульды. Между северной и южной мульдами Джиримо-Балахтинского синклинального прогиба расположена небольшая Интикольская мульда, в ядре которой залегают средне- или верхнекаменноугольные отложения.

В восточной части Чулымо-Енисейской впадины располагается крупное Тонско-Кокоревское поднятие, образующее выступ, на западе далеко заходящий в пределы впадины, а на востоке почти сливающийся с западным крылом Беллыкского поднятия. Это поднятие имеет вид угловатого, в плане треугольного блока, ограниченного на севере крыльями Тонской и Новоселовской антиклиналей, на западе Сарагашской флексурой, а на востоке примыкающим к Беллыкскому поднятию, основанием треугольника. Входящая в состав поднятия Кокоревская антиклиналь резко вдается в Чулымо-Енисейскую впадину, обособляясь в составе Джиримо-Балахтинского прогиба Джиримскую и Интикольскую мульды. На юге поднятия девонские отложения лежат почти горизонтально, с небольшим наклоном на северо-запад. На севере их спокойное залегание нарушено широтно вытянутой резко асимметричной антиклинальной зоной, включающей Тонскую и Кокоревскую антиклинали, осложненные на юге разломом, переходящим в глубь впадины во флексуру. В северной части поднятия располагается также Новоселовская антиклиналь, удлиненная в северо-восточном направлении. На юго-западе почти горизонтальное залегание слоев сменяется крутым падением на запад, соответствующим Сарагашской флексуре. Поднятия образуют главным образом живетские отложения, а в ядрах складок выступают излившиеся породы низов девонского разреза.

Назаровская впадина на севере (отчасти и на юге) перекрыта юрскими угленосными, частично также нижнемеловыми отложениями, резко несогласно залегающими на подстилающих породах. Окраинные зоны впадины ограничены флексурами и разломами. Наиболее отчетливо такой характер сочленения прослеживается, по видимому, на севере. Выступающие из-под мезозойского осадочного чехла девонские и нижнекаменноугольные отложения образуют в центральной части впадины пологое антиклинальное поднятие

¹ Взаимоотношения этой структуры с другими еще недостаточно ясны. *Прим. ред.*

(Антроповский вал), удлиненное в северо-восточном направлении. В пределах этого поднятия установлен ряд антиклинальных складок, вскрывающих излившиеся породы низов девонского разреза (Локшинская, Горбовско-Новосоксинская и др.). Крылья антиклинального поднятия осложнены флексурами. К северу от него располагается синклинальная зона, скрытая под полого наклоненными юрскими отложениями плоских угленосных мульд — Назаровской и Новониколаевской. В западной части этой зоны девонские и нижнекаменноугольные отложения образуют крупную Белозерскую синклинали, в ядре которой залегают верхнепалеозойские угленосные отложения (средний и верхний карбон), вскрытые буровыми скважинами на восточном берегу оз. Белого. Крылья Белозерской синклинали сопровождаются крутыми флексурами, в ядре залегание пород спокойное; таким образом, строение синклинали, в общем, корытообразное.

Аналогичная синклинальная зона находится южнее Антроповского вала. Ее восточная часть перекрыта пологолежащими юрскими отложениями, а в западной прослеживается сравнительно крупная Терехтинская синклинали. Так же как и Белозерская, она сложена нижнекаменноугольными отложениями, замыкается на юго-западе, а в северо-восточном направлении погружается и скрывается под юрскими отложениями, образующими Гляденьскую и Соболевскую плоские мульды.

В юго-восточной части Назаровской впадины полого наклоненные на север живецкие отложения налегают прямо на фундамент, представленный гранитами. Местами пологое залегание слоев осложнено (например, к западу от дер. Терехты) флексурами и разломами.

На юго-западе Назаровской впадины также наблюдается сравнительно спокойное налегание девонских отложений на фундамент, позволяющее выявить крупную структуру Базырского свода, постепенно погружающегося в северо-северо-восточном направлении. Крылья Базырского свода образуют Ашпанский моноклиналиный горст на юго-востоке и Кадатский на северо-западе. Эти два горста разделены Шарыповским грабеном, представляющим обрушенную часть Базырского свода. Ашпанский моноклиналиный горст в ядре сложен полого наклоненными на юго-восток вулканогенно-красноцветными толщами низов девонского разреза. Юго-восточное крыло этого горста ограничено флексурами меридионального, а на юге также почти широтного простирания. На западе он отделен от Шарыповского грабена меридиональным разломом. В грабене залегают полого наклоненные на север верхнедевонские, а на крайнем севере также нижнекаменноугольные отложения, скрывающиеся в этом направлении под юрские угленосные толщи. Кадатский моноклиналиный горст, расположенный на северо-восточном крыле Шарыповского грабена и отделенный от него разломом, сложен в ядре теми же породами, что и Ашпанский горст; образующие его слои полого наклонены на северо-запад.

Юрские и меловые отложения в пределах Назаровской впадины лежат весьма спокойно и срезают структуры среднего и верхнего палеозоя. Местами они прислоняются к поднятиям, и области их седиментации во многих случаях совпадают с синклинальными структурами среднего и верхнего палеозоя.

Сыдо-Ербинская впадина построена значительно проще, чем описанные выше. Размеры ее составляют 80×20 км, простирание, в общем, широтное, с отклонением к северо-востоку. На юге впадина

ограничена Азырталским и Сыдинским поднятиями, на севере — Батеневским и Беллыкским. Разрез ее так же, как и остальных рассматриваемых ниже впадин, резко сокращен по сравнению с разрезом Минусинской впадины. На западе она имеет вид крупной спокойной замыкающейся синклинали, по южному крылу частично оборванной разломами. Однако уже здесь можно видеть асимметрию ее строения и несколько более крутое падение северного крыла (до 60°). В восточной части впадины северное ее крыло ограничено крутой Кортузской флексурой, переходящей еще далее на восток, по-видимому, в сброс. Дно впадины плоское. Падения в южном крыле достигают $40\text{--}50^\circ$. Таким образом, Сыдо-Ербинская впадина представляет типичную коробчатую структуру.

Уленьская впадина, расположенная в западной части Минусинского прогиба, имеет небольшие размеры и северо-восточное простирание. В ее строении принимают участие только сравнительно маломощные доживетские вулканогенные толщи и живетские известняки и мергели. Внутри впадины обособляются две небольшие мульды, сложенные живетскими отложениями. Детали ее строения изучены недостаточно.

Саралинская и Балыксинская впадины резко вытянуты в меридиональном направлении и на большом протяжении прослеживаются в западном обрамлении Минусинского прогиба. Обе впадины асимметричны, заполнены полого падающими на восток вулканогенными породами низов девонского разреза, осложнены на крыльях разломами.

Сведения о других впадинах, в общем, ограничены, хотя известно, что все они сложены главным образом доживетскими вулканогенно-красноцветными породами. В Кизирской впадине (Вологдин, 1931) возможны живетские и нижнекаменноугольные отложения.

История образования Минусинского прогиба определяется следующими данными, характеризующими строение его осадочного чехла.

Наибольшую по мощности и распространению часть разреза осадочного чехла образуют отложения трех отделов девонской системы. На огромной территории Минусинского прогиба эти отложения разделены перерывом, соответствующим возникновению предживетских поднятий и исчезающим лишь в юго-западной части прогиба. Все три отдела девона образованы красноцветными, в низах разреза вулканогенно-красноцветными¹ толщами, которым подчинены остальные, более или менее менее мощные пачки сероцветных известково-мергелистых пород. Наибольшее значение карбонатные отложения имеют в живетском ярусе, а на крайнем юго-западе также в эфельском ярусе.

Следующую группу отложений образуют нижнекаменноугольные, преимущественно песчано-мергелистые и сероцветные толщи, в составе которых, как установлено М. И. Грайзером и И. С. Боровской, существенную роль играют пепловые туфы. Обстановка формирования нижнекаменноугольных отложений близка к той, которая была свойственна девонскому периоду; процесс осадкообразования продолжался без перерыва, за исключением краевых зон прогиба, от начала живетского до визейского времени включительно. В отличие от девона

¹ С господствующими дифференциатами базальтовой магмы, базальтами, лабрадорскими порфиридами, плагиопорфиридами и другими породами.

в каменноугольное время, по-видимому, создалась обстановка более замкнутых изолированных бассейнов, что способствовало возникновению в северо-восточной части Чулымо-Енисейской и в Назаровской впадинах, а отчасти и в других местах ратовкитов, весьма сходных с ратовкитами Европейской части СССР.

Вышележащие угленосные отложения пермского, а также средне- и верхнекаменноугольного возраста (Радченко, 1956) залегают согласно с подстилающими породами. Тем не менее в базальных горизонтах угленосной толщи повсеместно наблюдаются конгломераты. Возникновение в каменноугольное и пермское время угленосных пород сопровождалось окончательным распадением единого бассейна на изолированные области накопления осадков, сосредоточенные главным образом в южной части прогиба.

Совершенно иной характер взаимоотношений с подстилающими толщами устанавливается для юрских отложений. В их распространении не наблюдается преемственного развития от тех областей осадконакопления, которые с начала девонской трансгрессии наметились в юго-западной и южной частях прогиба. Наоборот, в связи с тем, что к моменту формирования юрских отложений последовательное развитие южной окраины Западно-Сибирской низменности охватило северные участки закончившего свою палеозойскую историю Минусинского прогиба, области осадкообразования в юрское время характеризовали только крайнюю северную часть последнего. В связи с этими особенностями юрские угленосные отложения на севере прогиба залегают на подстилающих отложениях несогласно, срезая сформировавшиеся ранее структурные элементы.

В целом Минусинский прогиб представляет собой крупную наложенную, хорошо очерченную структуру. Он ориентирован в северо-западном направлении и пересекает вкрест простирающиеся складчатые структуры салаирского складчатого фундамента, которые, по мнению ряда исследователей (Кузнецов, 1954 и др.), образуют систему дуг, обращенных выпуклостью к северу и связывающих Кузнецкий Алатау с Восточным Саяном. Общее протяжение прогиба достигает 700 км. На юге он ограничен крупным поднятием Западного Саяна, на севере погружается под осадочные толщи мезо-кайнозойского прогиба, расположенного на юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности. В пределах последней продолжение прогиба прослеживается по данным бурения и геофизических исследований. Среднепалеозойские толщи в этих впадинах погребены под мезозойскими отложениями на глубинах свыше 1500 м. На юге ширина прогиба превышает 300 км, на широте ст. Копьева составляет 280 км, а на широте с. Назарово — 250 км. Таким образом, по направлению на север прогиб постепенно сужается.

Общей чертой прогиба является его синклинальное строение, выявляющееся существованием наиболее прогнутых участков, сложенных преимущественно девонскими и каменноугольными отложениями в осевой его части, а также сокращением мощностей девонского и, по-видимому, каменноугольного разреза по направлению к обрамляющим прогиб горным сооружениям Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саянов. В распределении фаций и мощностей в отдельных впадинах и прогибах прослеживается та же закономерность. Внутренняя структура прогиба, таким образом, формировалась длительно, на протяжении ряда геологических эпох.

Изложенные выше данные о строении Минусинского прогиба позволяют установить следующий ряд последовательно сменяющих друг друга формаций, определяющих основные черты истории его образования: 1) вулканогенно-красноцветную (базальтовую) — нижний девон — эйфель; 2) терригенно-красноцветных континентально-лагунных отложений — живет — верхний девон; 3) пестроцветных лагунных отложений — мергелей и песчаников — нижний карбон; 4) угленосную — средний и верхний карбон, пермь (на юге) и юра (на севере).

Рассмотренный ряд в общих чертах сходен с рядом формаций, свойственных Сибирской платформе, где терригенно-красноцветная континентально-лагунная формация (кембрий) сменяется формацией пестроцветных лагунно-морских отложений (ордовик — силур), а затем угленосной формацией (карбон — пермь). В том и другом ряду проявлены близкие по составу изверженных пород вулканогенные формации — трапповая на Сибирской платформе, базальтовая — в Минусинском прогибе. Последняя существенно отличается от описанной А. В. Пейве порфировой формации, типичной для брахиогеосинклиналей Урало-Тяньшаньской области и межгорных впадин, расположенных в области каледонид и герциид Западной Европы. Разновременное проявление вулканогенных формаций, связанных с вторжением базальтовой магмы в прогнутые зоны, составляет наиболее существенное различие обоих структурных элементов.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

Складчатое сооружение Западного Саяна имеет в основном четкие и резкие границы. На севере проходит крупный надвиг, отделяющий нижнепалеозойские образования Западного Саяна от девоно-каменноугольных отложений Минусинской впадины. На юге его границей служит известный Саяно-Тувинский разлом. На западе складчатые структуры Западного Саяна сливаются со структурами Горного Алтая. На востоке в бассейне р. Амыла разломы, ограничивающие с севера и юга структуры Западного Саяна, дугообразно изгибаются, сочленяются друг с другом и отделяют Западный Саян от структур Восточного Саяна и северной Тувы. В намеченных контурах Западный Саян вырисовывается в виде крупного овала, вытянутого в восток-северо-восточном направлении.

Вопросы тектоники Западного Саяна рассматривались в работах И. К. Баженова (1934), А. Г. Сивова (1954), В. А. Кузнецова (1952, 1954), Г. А. Кудрявцева (1949) и других исследователей.

В результате проведения коллективом сотрудников (Г. А. Кудрявцев, Л. П. Зоненшайн, А. А. Моссаковский, Б. Н. Красильников, Н. Н. Херасков и др.) геологосъемочных работ на территории Западного Саяна получены новые геологические материалы, использованные при подготовке данного раздела тома.

Западный Саян сложен главным образом мощным, монотонным и однообразным комплексом песчано-сланцевых отложений, в различной мере метаморфизованных и интенсивно дислоцированных; по возрасту они обнимают широкий возрастной диапазон от докембрия до ордовика включительно. Только нижнекембрийские образования представлены отличной серией пород, среди которых главное место принадлежит зеленокаменным эффузивам и кремнисто-сланцевым отложениям. Силурийские и девонские отложения также присутствуют

в Западном Саяне, прослеживаясь во внутренних частях этой горной страны в разного рода тектонических депрессиях.

Западный Саян включает разнородные тектонические элементы в виде антиклинориев и синклинориев, что нашло отражение на тектонической карте СССР. Последовательно с севера на юг выделяются Арбатский синклинорий, Джебашский (Западно-Саянский) антиклинорий, Западно-Саянский (Усинский) синклинорий и Куртушибинский антиклинорий (рис. 87).

Арбатский синклинорий вытягивается узкой (от 10 до 30 км шириной) полосой вдоль северного фаса Западного Саяна. На севере граница синклинория совпадает с надвигом, отделяющим Западный Саян от Минусинской впадины. С юга, от Джебашского антиклинория он ограничен Кандатским глубинным разломом.

В строении Арбатского синклинория принимает участие (снизу вверх) спилито-кератофировая формация нижнего кембрия, туфогенно-граувакковая формация нижнего — среднего кембрия и терригенные толщи среднего — верхнего кембрия. Суммарная мощность отложений превышает 10 км. Ряд формаций, наблюдающихся в Арбатском синклинории, характерен для глубоких геосинклинальных прогибов.

Синклинорий асимметричен: наиболее прогнутые его части резко приближены к Кандатскому разлому, так что на значительных расстояниях наблюдается лишь одно — северное крыло синклинория, тогда как южное срезано Кандатским разломом. В целом для синклинория не характерна интенсивная дислоцированность слоев: они смяты в систему относительно пологих антиклиналей и синклиналей. Вдоль Кандатского разлома, в бассейнах Большой Арбаты и р. Кызаса, расположены две крупные, но сравнительно просто построенные синклинали, выполненные средне-верхнекембрийскими отложениями. Внутренняя структура синклинория сильно нарушена многочисленными мелкими разломами, обычно двух направлений — продольными, северо-восточными и субширотными и поперечными — северо-западными.

Следует отметить, что к поднятой части Арбатского синклинория, т. е. к его северному крылу, приурочена серия крупных и мелких кембрийских гранитоидных интрузий, известных под названием Маинских гранодиоритов.

Джебашский антиклинорий располагается между Арбатским и Западно-Саянским синклинориями. Он обнаруживается по выходам на поверхность докембрийских, нижнекембрийских и местами среднекембрийских образований, которые прослеживаются широкой полосой от Телецкого озера на западе до р. Амыла на востоке.

Большая часть Джебашского антиклинория сложена мощными и однообразными сланцевыми и песчано-сланцевыми толщами докембрийского возраста, интенсивно метаморфизованными и дислоцированными. Внутренняя структура полей, сложенных этими толщами, почти не поддается расшифровке.

Весьма характерны для Джебашского антиклинория узкие зоны глубинных разломов, пересекающие его на отдельные участки. В их пределах распространены своеобразные зеленокаменно-эффузивные кремнисто-сланцевые образования нижнего кембрия, прорванные многочисленными разного размера телами гипербазитовых интрузий. Эти зоны представляют собой по существу офиолитовые пояса.

Рис. 87. Тектоническая схема Западного Саяна

1 — поднятые части антиклинорий, сложенные докембрийскими образованиями; 2 — опущенные части антиклинорий, сложенные кембрийскими и кембро-ордовикскими отложениями; 3 — зоны глубинных разломов (офиолитовые пояса), сложенные эффузивно-сланцевыми толщами нижнего кембрия и гипербазитами; 4 — красная часть Тувинского прогиба, наложенная на Куртушибинский антиклинорий и выполненная кембро-ордовикскими отложениями; 5 — синклинория, выполненные кембрийскими слитит-кератофириной и граувакковой форма циями; 6—7. Синклинории, выполненные песчано-сланцевыми толщами кембрия ордовика; 6 — красные, поднятые части синклинория, сложенные главным образом средне-верхнекембрийскими и кембро-ордовикскими отложениями; 7 — внутренне погруженные части антиклинорий, сложенные главным образом ордовикскими отложениями и ниже-среднедевонскими образованиями; 8 — опущенные участки межгорных впадин сложенные средне-верхнедевонскими отложениями; 9 — поднятые участки межгорных впадин, сложенные кембрийскими и кембро-ордовикскими отложениями; 10 — поднятые участки межгорных впадин сложенные средне-верхнедевонскими отложениями; 11 — опущенные участки межгорных впадин сложенные средне-верхнедевонскими отложениями; 12 — минусинская межгорная впадина; 13 — тувинский прогиб; 14 — контур унаследованных (остаточных) сидурийских мульда; 15 — контур межгорных впадин; 16 — условные структурные линии в межгорных впадинах; 17 — линии главнейших разрывных нарушений; 18 — флексуры; 19 — оси антиклинальных зон; 20 — оси синклинальных зон; 21 — оси антиклиналей; 22 — оси синклиналей; 23 — гипербазиты.

Номера на схеме обозначений: 1 — Пашкинская антиклинальная зона; 2 — Мургулууская антиклинальная зона; 3 — Сержикская антиклинальная зона; 4 — Карыуская синклинальная зона; 5 — Буйбинская синклинальная зона; 6 — Урская синклинальная зона; 7 — Кантегирская синклинальная зона; 8 — Атагахская унаследованная (остаточная) сидурийский прогиб; 9 — Отуусугский унаследованный сидурийский прогиб; 10 — Уаунуская наложенная мульда; 11 — Багазейская наложенная мульда; 12 — Усинская межгорная впадина; 13 — Чулакская межгорная впадина; 14 — Кандатский глубинный разлом; 15 — Саяно-Тувинский глубинный разлом.

Одна из подобных зон располагается по северной окраине антиклинория, вытягиваясь вдоль Кандатского разлома от р. Амыла на востоке до Телецкого озера на западе на расстоянии свыше 500 км при ширине от 10 до 30 км.

Другая зона, известная под названием Борусской, находится в центральной части Джебашского антиклинория, пересекая его в несколько диагональном направлении с северо-востока на юго-запад от р. Ои до бассейна р. Кантегира. Протяженность ее достигает 300 км, ширина колеблется от 5 до 20 км.

Строение этих зон весьма примечательное. Например, Борусская зона представляет систему различных по размерам разломов. Эти разломы разбивают геологическую структуру на ряд субпараллельно вытянутых тектонических клиньев. В каждом из таких клиньев слои дислоцированы независимо, образуя незаконченную систему сильно сжатых, зачастую изоклинальных складок. Значительная часть зоны выполнена линейно ориентированными мелкими и крупными телами гипербазитов и в меньшей мере гранитоидов кембрийского возраста. Все эти тела имеют отчетливое линейное простирание и не выходят за пределы зоны; внедрение их, несомненно, контролировалось развитием разломов Борусской зоны.

Северная зона, приуроченная к Кандатскому глубинному разлому, аналогична Борусской, но имеет более простое строение.

В нескольких местах в пределах Джебашского антиклинория, как, например, в бассейне р. Большой Кашкарет, сохранились зажатые в небольших грабенах грубообломочные конгломераты, состоящие в основном из гальки докембрийских и кембрийский пород. Наиболее вероятный возраст конгломератов переходный — кембро-ордовикский. Присутствие этих конгломератов свидетельствует о том, что уже к концу кембрия — началу ордовика Джебашский антиклинорий оформился как поднятие.

Западно-Саянский синклинорий занимает внутреннюю и большую по площади часть Западного Саяна. Он располагается между Джебашским и Куртушибинским антиклинориями. По сложности своего строения, своеобразию образующих его тектонических форм и специфике тектонического

развития синклиний, безусловно, представляет наиболее интересный структурный элемент Западного Саяна.

Границы Западного Саянского синклинория в связи со сложными взаимопереходами между ним и окружающими его антиклинориями трудно поддаются точному определению. Если антиклинории сложены докембрийскими и кембрийскими отложениями, то Западно-Саянский синклинорий выполнен мощной серией кембрийских, кембро-ордовикских, ордовикских и силурийских образований. Северная граница синклинория, отделяющая его от Джебашского антиклинория, примерно совпадает с системой разломов, протягивающейся от р. Малого Абакана на западе через бассейн р. Кантегира на востоке к р. Енисею, который она пересекает близ устья р. Абдыра и следует далее на восток вдоль верхнего течения р. Ои. Южная граница (с Куртушибинским антиклинорием) может быть намечена также по системе крупных разломов. На западе она имеет субширотное простирание, располагаясь вблизи осевых частей Саянского и Хемчикского хребтов, а на востоке меняет свое простирание на северо-восточное и прослеживается по левобережью р. Уса и северо-западному подножию Куртушибинского хребта. Далее она уходит в бассейн р. Амыла, где сливается с системой разломов, ограничивающей синклинорий с севера. Таким образом, на востоке синклинорий замыкается.

Западно-Саянский синклинорий имеет в плане форму замкнутого со всех сторон слегка изогнутого овала, вытянутого на западе в субширотном, а на востоке — в северо-восточном направлении, согласуясь тем самым с контуром всего складчатого сооружения Западного Саяна.

В строении Западно-Саянского синклинория принимают участие два структурных яруса. К нижнему ярусу принадлежит исключительно мощный (не менее 1500 м) комплекс отложений, обнимающий возрастной интервал от среднего (предположительно) кембрия до ордовика включительно. Примечательно, что этот комплекс представлен однообразной и монотонной серией зеленых песчано-сланцевых пород, среди которых присутствуют немногочисленные пестроцветные горизонты. В более верхних частях разреза, относящихся к ордовику, наблюдаются ритмично-слоистые флишоидные пачки. В последнее время в составе комплекса установлены и вулканогенные породы, которые встречаются на двух стратиграфических уровнях: 1) в основании этого комплекса, где представлены зеленокаменно-измененными рассланцованными основными эффузивами и хлорит-амфиболовыми сланцами, вероятно, среднекембрийского возраста; 2) в середине комплекса среди ордовикских отложений в виде немногочисленных и маломощных покровов порфиритов и связанных с ними туфов и яшмоидных пород. В целом вулканогенные породы составляют незначительную часть разреза.

Несмотря на большую мощность, все толщи, составляющие песчано-сланцевый комплекс, пластуются между собой совершенно согласно, причем характерно, что степень метаморфизма постепенно убывает вверх по разрезу.

Для нижнего структурного яруса типична чрезвычайно напряженная складчатость. Однако слои дислоцированы в различных участках неодинаково. В одних участках наблюдаются большой протяженности моноклинали, в других — прослеживается сложная перемятость слоев и изоклиальная складчатость; в третьих — система узких киле-

видных антиклинальных и синклинальных складок; наконец, местами встречаются просто построенные изометричные пологие складки типа мульд. Характер распределения таких участков на площади еще не выяснен, но по всей видимости, является закономерным, поскольку в некоторых районах устанавливается группирование этих участков в линейно вытянутые зоны.

Верхний структурный ярус сложен силурийскими и девонскими отложениями. Последние выдержаны по составу и представлены обычными для Саяно-Тувинской области красноцветно-вулканогенной формацией нижнего — среднего девона и молассовой (красноцветно-обломочной формацией среднего — верхнего девона¹), отделенных друг от друга, а также и от подстилающих отложений перерывом и несогласием. Эти формации встречаются главным образом в небольших межгорных впадинах — Усинской и Чулаксинской.

Силурийские отложения, образующие основание верхнего структурного яруса, напротив, отличаются значительной изменчивостью своего состава и мощности. Эта изменчивость, как показали последние исследования, вызвана тем, что силурийские отложения накапливались в различных участках Западного Саяна в разнообразной структурно-фациальной обстановке. В соответствии с этим в Западном Саяне наблюдаются, по крайней мере, три типа различных тектонических депрессий, выполненных силурийскими отложениями. Во-первых, отчетливо выявляются своеобразные унаследованные остаточные прогибы, приуроченные к синклинальным зонам нижнего структурного яруса и унаследовавшие тенденцию к интенсивному прогибанию. Силурийские отложения в них обычно имеют исключительно полный разрез, охватывающий оба отдела этой системы; они представлены морскими карбонатно-терригенными осадками и достигают 5000—6000 м мощности. На подстилающих отложениях они и здесь залегают с размывом и угловым несогласием, но складчатые формы, созданные в них, хотя и являются более простыми, чем в нижнем ярусе, характеризуются все же значительной напряженностью, сближающей их со складками нижнего яруса. Обычными являются крупные, но узкие, вытянутые на большие расстояния синклинали с крутыми крыльями и пологолежащей ядерной частью. Таких остаточных прогибов в настоящее время можно наметить два: Отуксугский на левобережье р. Большой Уры и Ататахский в бассейне верхнего течения р. Кантегира.

Ко второму типу указанных депрессий принадлежат отмеченные выше небольшие межгорные впадины. Силурийские отложения слагают основание их разреза и представлены сравнительно мощными (до 3000 м и более) прибрежно-морскими и континентальными пестроцветными обломочными образованиями. На подстилающих образованиях нижнего структурного яруса они залегают всегда с резко выраженным угловым несогласием. Внутренняя структура их обычно очень проста: в них образованы пологие, большей частью коробчатые брахи-складки.

В ряде мест — на водоразделе рек Такмагаш и Отук-Суг, в верховьях рек Узун-Сук и Шигнета — силурийские отложения слагают типичные наложенные мульды, образующие третий тип депрессий.

¹ По последним данным, верхние горизонты этой формации в Западном Саяне относятся уже к нижнему карбону. (Прим. ред.)

Мульды располагаются резко несогласно на антиклинальных зонах и антиклиналях нижнего структурного яруса. Силурийские осадки в этих мульдах представлены тысячеметровой толщей органогенных известняков.

Если первые из рассмотренных тектонических депрессий являются унаследованными от нижнего структурного яруса, то последние два типа депрессий выступают как структуры, наложенные по отношению к нижнему ярусу. Таким образом, соотношения между двумя структурными ярусами оказываются чрезвычайно сложными и в пределах различных участков выглядят по-разному, отражая особенности тектонического развития как этих участков в отдельности, так и всего Западно-Саянского синклиория в целом.

Складчатая структура синклиория нарушена и очень сильно осложнена многочисленными продольными разломами, согласными с простиранием основных складчатых элементов. Местами сеть разломов настолько сгущается, что структура территории, разбитой на многие, резко удлиненные тектонические клинья, приобретает сложный чешуйчатый характер. Однако большинство разломов являются лишь осложняющими общий складчатый рисунок структуры синклиория. Только некоторые из них имеют более существенное значение, отделяя различные структурно-фациальные зоны или участки с отличным друг от друга планом расположения складчатых дислокаций.

При анализе строения Западно-Саянского синклиория необходимо прежде всего обратить внимание на отчетливо выраженную асимметричность его формы. Наиболее погруженные участки синклиория, в частности занятые остаточными силурийскими прогибами, резко смещены к южной и западной окраинам синклиория. Северное его крыло и его восточная центриклинальная часть являются приподнятыми, и в пределах их на поверхность выведены кембрийские и кембро-ордовикские отложения. Переходы от этих приподнятых участков к опущенным оказываются очень сложными. Если следовать от восточного окончания синклиория на запад, то наблюдается постепенное погружение геологической структуры, сопровождаемое перемежаемостью и вклиниванием друг в друга антиклиналей и синклиналей, антиклинальных и синклинальных зон. Переход от северной приподнятой части синклиория к опущенной южной является более резким и происходит путем последовательного погружения геологической структуры через систему разломов.

Синклиорий распадается на ряд крупных и мелких антиклинальных и синклинальных зон. Важнейшие из этих показаны на тектонической схеме (см. рис. 87).

Восточная часть синклиория, расположенная к востоку от Араданского хребта, представляет собой в целом крупную синклинальную зону, названную Буйбинской. Она сложена кембрийскими и кембро-ордовикскими отложениями. Крылья ее сильно нарушены разломами. К востоку эта зона воздымается и на ее замыкании выходят вулканогенно-сланцевые отложения предположительно средне-кембрийского возраста. К западу Буйбинская зона расширяется, погружается и примерно в районе Араданского хребта, расплываясь, путем сложных взаимопереходов сменяется западнее системой других синклинальных и антиклинальных зон.

В северной, поднятой части синклиория располагаются широтно ориентированные Карынсукская синклинальная и Пашкинская анти-

клинальная зоны. Первая сложена нижними толщами шигнетской серии ордовика, вторая — верхнекембрийскими отложениями. От погруженной части синклинория, располагающейся южнее, они ограничены крупным разломом, проходящим по южному подножию Кантегирского хребта.

Структуры в пределах этой погруженной части имеют главным образом северо-восточное простирание. Последовательно с юго-востока на северо-запад, т. е. по направлению от Куртушибинского хребта к оси синклинория, располагаются следующие зоны: Сержикская краевая антиклинальная, Урская синклинальная, Мургулукская внутренняя антиклинальная и Кантегирская синклинальная. Все они отделены друг от друга разломами. Примечательно одно объединяющее их обстоятельство. В соответствии с общим характером строения синклинория к северо-востоку происходит воздымание структуры, и там синклинальные зоны выклиниваются, а антиклинальные сливаются между собой, образуя восточную, поднятую часть синклинория, и, наоборот, к юго-западу и западу структуры погружаются, и в этом направлении выклиниваются уже антиклинальные зоны. В связи с этим все зоны обладают отчетливой продольной асимметрией, т. е. их северо-восточные части подняты, а юго-западные погружены.

Сержикская антиклинальная зона непосредственно примыкает к Куртушибинскому антиклинорию. Она сложена средне(?)-верхнекембрийскими и кембро-ордовикскими отложениями. Слои смяты в систему сильно сжатых часто изоклинальных складок, опрокинутых на северо-запад, т. е. к осевой части синклинория. В этом же направлении происходит общее погружение слоев.

Урская синклинальная зона прослеживается от р. Енисея на востоке до верховьев р. Большой Уры на западе. Северо-восточная, поднятая ее часть сложена шигнетской серией ордовика. Здесь наблюдается система разнообразных по своему характеру складок, разбитых многочисленными разломами. Как те, так и другие имеют северо-восточное простирание. Именно в этой части устанавливается то разнообразие складчатых форм, которое отмечалось при характеристике дислоцированности нижнего структурного яруса. Так, по северной окраине зоны расположена серия тектонических клиньев, в которых зажаты вытянутые на большие расстояния моноклинали. Южнее слои образуют систему узких, часто опрокинутых складок с быстро погружающимися или вздымающимися шарнирами. Вдоль южной границы зоны наблюдается, напротив, очень спокойное залегание слоев, складки зачастую имеют форму шувль.

Примерно вдоль р. Малой Уры зона осложнена поперечным поднятием, имеющим северо-западное простирание.

Юго-западная, опущенная часть Урской зоны занята Отуксутской синклиналью, отвечающей Отуксутскому остаточному прогибу. Синклиналь имеет корытообразную форму. Оба ее крыла нарушены разломами, вблизи которых слои имеют крутые, часто опрокинутые падения, тогда как в ядерной части они залегают очень полого, почти горизонтально.

Мургулукская внутренняя антиклинальная зона сложена главным образом кембро-ордовикскими отложениями. Слои и оси складок в ее пределах имеют выдержанные северо-восточные простирания.

Кантегирская синклинальная зона протягивается от верховьев р. Инь-Сук в верховья р. Кантегира и далее на запад. Она почти пол-

ностью сложена силурийскими отложениями, выполняющими Ататахский остаточный прогиб. Только на восточном замыкании зоны и в узкой полосе по северному ее крылу выходят ордовикские отложения. Ататахский прогиб представляет крупную синклиналиную складку субширотного простирания. Оба крыла ее срезаны разломами, внутри наблюдается ряд дополнительных мелких пологих складок, ориентированных также субширотно.

Наложённые структуры — межгорные впадины и наложенные мульды — в Западном Саяне немногочисленны. Усинская, наибольшая по размерам межгорная впадина располагается вдоль верхнего течения р. Уса в восточной части синклинория вблизи границы с Куртушубинским антиклинорием. Она выполнена осадками верхнего силура и девона. По существу впадина представляет узкий вытянутый в северо-восточном направлении грабен, внутри которого структура поперечными разломами и флексурами разбита на ряд блоков, то поднятых, то опущенных. Несомненно, с подвижками этих блоков связано образование внутри них изометричных коробчатых складок, облекающих эти блоки.

Чулаксинская межгорная впадина, выполненная также верхнесилурийскими и девонскими отложениями, располагается по границе между Западно-Саянским синклинорием и Куртушубинским антиклинорием в верховьях р. Большой Уры. По своему строению она сходна с Усинской впадиной, т. е. представляет грабен, но еще более узкий и еще более обнаруживающий отчетливую линейную ориентировку.

Наложённые мульды — Багазейская и Узунгукская имеют округлые очертания, небольшие размеры, характеризуются очень спокойным залеганием слоев. Первая из названных мульд располагается в сводовой части Мургулукской антиклинальной зоны, вторая находится на восточном окончании Урской синклиналиной зоны, приурочиваясь к своду Еркырской антиклинали, осложняющей эту зону.

Куртушубинский антиклинорий¹ прослеживается от истоков р. Хемчика на западе до бассейна р. Амыла на востоке. Он имеет форму дуги, обращенной выпуклой стороной на юго-восток. В его восточной, более приподнятой части на поверхности выходят зеленокаменные эффузивно-сланцевые толщи нижнего кембрия, прорванные гипербазитовыми интрузиями. На запад антиклинорий погружается и сложен там песчано-сланцевыми толщами среднего — верхнего кембрия. В строении антиклинория большую роль играют разломы, в том числе глубинные. Последние отделяют антиклинорий от Тувинского прогиба. По южному склону антиклинория располагается узкая синклиналиная зона, выполненная грубообломочными кембро-ордовикскими отложениями, залегающими резко несогласно на нижнекембрийских образованиях. Вероятно, ко времени накопления этих отложений область современного антиклинория выступала как поднятие.

Из предшествовавшего описания очевидны основные тенденции тектонического развития Западного Саяна. Они заключаются в том, что на месте Джебашского и Куртушубинского антиклинориев, по крайней мере начиная со среднего и верхнего кембрия, формировались и развивались геоантиклинальные поднятия, тогда как область Западно-Саянского синклинория представляет крупный геосинклинали-

¹ Он находится главным образом в пределах Тувинской а. о. и поэтому описывается кратко.

ный прогиб. Последний испытывал интенсивное прогибание до ордовика включительно. В силуре начинается коренная перестройка тектонического режима, интенсивное прогибание сохраняется лишь в рамках остаточных прогибов и во внутренних частях прежде существовавшей геосинклинали. Вся остальная территория постепенно переходит в новый, орогенный этап своего развития, превращаясь на протяжении силурийского периода в складчатое сооружение, внутри которого формируются небольшие межгорные впадины. Таким образом, Западно-Саянский синклиниорий представляет собой каледонское складчатое сооружение.

ОБЩАЯ СВОДКА

Основные черты тектоники Красноярского края сформировались в результате длительного преобразования структур, заложенных в различные периоды геологической истории. Наиболее древним элементом общей структуры территории является архей Анабарского массива, западная часть которого размещается в пределах края. Архейские породы массива относятся к числу древнейших образований фундамента Сибирской платформы, весьма сходных с известными на Алданском массиве.

На склонах Анабарского массива эти породы скрываются под осадочным чехлом платформы, в состав которого здесь входят отложения верхнего протерозоя (синия), нижнего и среднего палеозоя. Вследствие такого погружения точные контуры скрытой под осадочным чехлом части архейского массива остаются неясными. Н. С. Шатский (1932) предполагал, что архейский массив (Сибирская глыба, по Шатскому) включал значительную территорию за пределами современных контуров распространения архейских кристаллических пород Анабарского массива. Позднее Д. А. Туголесов (1952) косвенно подтвердил представления Н. С. Шатского о вероятном продолжении Сибирской глыбы далеко на юг, указав на древнее заложение Катангской антеклизы. П. Е. Оффман (1956) подчеркнул, что Катангская антеклиза является лишь частью обширной нижнепалеозойской антеклизы, уже существовавшей в рифее и унаследованной от древнего поднятия Сибирской глыбы. Он также предполагает, что нижнепалеозойская антеклиза в пределах Красноярского края сначала прослеживается вдоль восточной его окраины к югу от Анабарского массива, а затем западная граница ее поворачивает на юго-запад и включает южную часть Тунгусской синеклизы, доходит почти до восточного склона Енисейского поднятия и захватывает Чадобецкое поднятие и северо-восточную часть Канско-Ангарской впадины.

Несмотря на то, что намечаемые П. Е. Оффманом общие контуры нижнепалеозойской антеклизы весьма схематичны, они подтверждают распространение архейского кристаллического фундамента Сибирской платформы в пределах края далеко на юг, а в южной части Тунгусской синеклизы также и на юго-запад.

Сложная складчатая структура архейского фундамента Сибирской платформы возникла в обстановке, способствовавшей интенсивному метаморфизму пород и их мигматизации, вследствие чего первичный состав архейских пород, образующих складки, далеко не всегда удается распознать.

Общая северо-западная ориентировка складчатых структур архея прослеживается не только в пределах Анабарского массива, но также

на больших площадях и под осадочным чехлом платформы. На это указывают, с одной стороны, однозначное простираие складок в архее Анабарского и Алданского массивов, с другой стороны — северо-западное простираие архейских пород в области древних выступов на Енисейском поднятии.

После оформления архейского кристаллического ядра Сибирской платформы процессы седиментации в протерозое распространились, по-видимому, на обширную территорию, расположенную за пределами этого ядра. Западная окраина Сибирской платформы, где на большом протяжении прослеживается полоса краевых поднятий, позволяет установить, что протерозойская седиментация не была непрерывной, хотя и привела к образованию весьма мощных многокилометровых осадочных толщ. В течение протерозоя происходило формирование складчатых структур, сопровождавшееся неоднократными внедрениями магматических расплавов, застывавших либо на глубине, либо при излиянии их на поверхность. На Енисейском кряже, например, установлено несогласие, разделяющее нижний и верхний протерозой (Кузнецов, 1946, 1952; Глико, 1957), а также вторжение гранитных интрузий, вызвавших метаморфизм нижнепротерозойских отложений. Здесь известны и верхнепротерозойские гранитные интрузии, а также разнообразные другие протерозойские изверженные породы, в том числе и излившиеся. Повсеместно прослеживаемое угловое несогласие, отделяющее протерозойские геосинклинальные формации от эпиконтинентальных платформенных формаций нижнего кембрия, однозначно определяет верхнепротерозойский возраст складчатых структур, образующих ту часть фундамента Сибирской платформы, которая расположена за пределами архейского кристаллического ядра. Это несогласие и смена формаций прослеживаются в пределах Красноярского края в зоне западных периферических поднятий Сибирской платформы, на всем протяжении от Хантайско-Рыбнинского вала на севере, далее на юг через Енисейский кряж вплоть до Восточного Протеросаяна, включая последний.

К концу протерозоя, таким образом, была окончательно сформирована структура фундамента Сибирской платформы и определились основные ее контуры.

В течение протерозоя процессы седиментации распространились также далеко за пределы Сибирской платформы, охватив территорию Таймырского полуострова и систему горных сооружений Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саянов, а также разделяющую их область Минусинского межгорного прогиба. На всей этой обширной территории, так же как, вероятно, и в пределах Западно-Сибирской низменности, в протерозое накопилась серия геосинклинальных формаций, включающих мощные толщи осадочных и вулканогенных пород, прорванных интрузиями габбро-перидотитовой и главным образом гранитной магмы.

К концу протерозоя в северной части Таймырского полуострова оформилось, по-видимому, крупное поднятие, образованное системой протерозойских складок и представляющее древнее ядро Таймырской складчатой области. В осевой зоне каледонского Восточного Саяна и, вероятно, в отдельных участках восточного склона Кузнецкого Алатау также возникли первые крупные антиклинальные структуры.

Дальнейшая эволюция структуры Сибирской платформы и обрамляющих ее территорий протекала, по-видимому, следующим образом.

На Сибирской платформе в нижнем палеозое образовалась обширная антеклиз, возникшая на месте архейского поднятия — Сибирской глыбы (по Н. С. Шатскому). Эту антеклизу окаймляла система синеклиз, с внешней стороны ограниченных верхнепротерозойскими или более древними породами, выступающими в пределах края главным образом в зоне западных периферических поднятий. К таким древним синеклизам в пределах края относятся Тунгусская (в северной ее курейской части) и Канско-Ангарская. По Оффману, к таким синеклизам принадлежит также Вельминская, расположенная между Енисейским поднятием и нижнепалеозойской антеклизой. По данным Н. С. Зайцева, к востоку от Енисейского кряжа на значительном протяжении прослеживается склон обширного Енисейского поднятия, что указывает на вероятную ошибочность выделения Вельминской синеклизы.

В среднем палеозое происходит распад нижнепалеозойской антеклизы вследствие чего на ее месте образуется система остаточных антеклиз (Анабарская, Катангская) и наложенных синеклиз (южная часть Тунгусской синеклизы).

Наложённые синеклизы образованы прерывистой серией преимущественно континентальных и вулканических пород. Для них характерны озерные угленосные отложения, чередующиеся с песками и галечниками временных потоков. В отличие от наложенных унаследованные синеклизы, к числу которых принадлежат отмеченные выше Курейская и Канско-Ангарская, сложены более или менее непрерывной серией эпиконтинентальных отложений. Для такого типа структур характерно, по-видимому, зональное расположение различных фаций и приуроченность хемогенных и органогенных осадков к центральным частям синеклиз.

В течение верхнего палеозоя и в начале мезозоя на Сибирской платформе активно развивается вулканическая деятельность, сопровождающаяся образованием трапповых интрузий и излияний. Трапповая магма использует зоны разломов, возникающие главным образом в области сочленения синеклиз со смежными антеклизмами. Весьма своеобразно вулканизм проявлен на северном крыле Анабарской антеклизы, где вдоль пограничной с Енисейско-Ленским прогибом зоны, представляющей, по-видимому, систему палеозойских разломов, проникла ультраосновная магма, сопровождаемая щелочными дифференциатами.

К северу от Сибирской платформы южная часть древнего протерозойского поднятия Таймыра в течение нижнего и среднего палеозоя опоясывается сравнительно молодыми палеозойскими складками. История возникновения этих складок недостаточно ясна. Относительно узкая полоса складок, примыкающая непосредственно к протерозойскому массиву, сложена главным образом кембрийскими, ордовикскими и силурийскими отложениями. Южнее складки образуют преимущественно пермскими отложениями. В разрезе отложений, образующих систему палеозойских складок, устанавливается частично нарушаемая перерывами серия карбонатных осадков нижнего и среднего кембрия, выше которой следует непрерывная преимущественно карбонатная серия осадков ордовика, силура и низов нижнего девона. В последнем появляются гипсоносные осадки. Выше в разрезе девонских и каменноугольных отложений наблюдается ряд перерывов. Среди осадков девонской и каменноугольной систем преобладают терригенные, а пермские отложения представлены главным образом терригенными породами.

и включают угленосные накопления. К концу пермского — началу триасового периода относится образование вулканогенных толщ и трапповых интрузий, тождественных тем, которые распространены на Сибирской платформе. Ранние проявления интрузивной деятельности, связанной с внедрением гранитных магм, относятся к концу силура и к более поздним этапам развития структур. Ранние излияния лав в разрезе палеозоя на Таймыре неизвестны.

Существенной чертой строения разреза палеозойских складок Таймыра следует считать сравнительно небольшую мощность образующих эти складки отложений нижнего и среднего палеозоя (кембрий, ордовик, силур, отчасти низы девона), достигающую всего лишь 3000—5000 м, а также отсутствие в разрезе ниже- и среднепалеозойских отложений типичных геосинклинальных формаций. Таким образом, имеются известные основания для предположений о том, что в нижнем и среднем палеозое Таймырская складчатая область представляла платформенного типа структуру.

Мощность верхнепалеозойских (главным образом пермских) отложений этой области также невелика и, в общем, не превышает 5000—6000 м, а местами уменьшается до 1200—1500 м (р. Тарей). В верхнем палеозое на Таймыре появляются формации, близкие к тем, которые свойственны формациям Сибирской платформы (угленосные, трапповые). Поэтому представление о существовании в этой области верхнепалеозойской и мезозойской геосинклиналей в пределах Таймырской низменности весьма спорно. Таймыр, по-видимому, следует отнести к категории внутриплатформенных складчатых структур, осложняющих древнюю Сибирскую платформу и отделяющих от нее на севере протерозойскую глыбу — Таймырский щит.

В настоящее время, однако, Таймырскую складчатую область считают герцинской, а некоторые исследователи даже киммерийской, хотя все обращают внимание на сходство формаций, образующих герцинские структуры с теми формациями, которые типичны для герцинского чехла Сибирской платформы.

К юго-западу от Сибирской платформы в течение нижнего палеозоя (главным образом в нижнем и среднем кембрии) мощные осадочные и вулканогенные геосинклинальные формации накопились на весьма обширной территории, включающей Кузнецкий Алатау, Восточный и Западный Саяны, а также разделяющую их территорию Минусинского прогиба. Образование складчатой структуры всей этой области древних каледонид относится к концу кембрия, но в осевой зоне Западного Саяна геосинклинальное развитие продолжалось еще в ордовике, а южнее и в силуре. Процессы седиментации в ордовике и силуре сосредоточились в пределах этой области лишь на южном склоне Западного Саяна, где известны мощные толщи осадочных и вулканогенных пород соответствующего возраста. К северу распространение таких осадков в настоящее время не доказано, хотя известны некоторые указания на то, что процессы седиментации охватили отдельные участки и в северных районах.

В течение ордовика и силура на месте древних каледонид юга Красноярского края возникло обширное сводовое поднятие, ограниченное на юге, юго-западе и западе Тувинской, Ануйско-Чуйской и Салаирской прогнутыми зонами, а на северо-востоке примыкающее к Сибирской платформе (Луцицкий, 1959). В пределах последней располагалась северо-восточная часть свода, включающая Енисейское

и Протеросаянское поднятия, опоясанные зоной распространения ордовикских и силурийских морских отложений (рис. 88).

В начале девонского периода центральная часть свода подверглась обрушению, вследствие чего возник обширный Минусинский про-

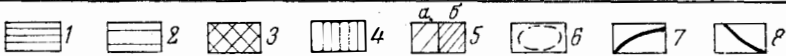
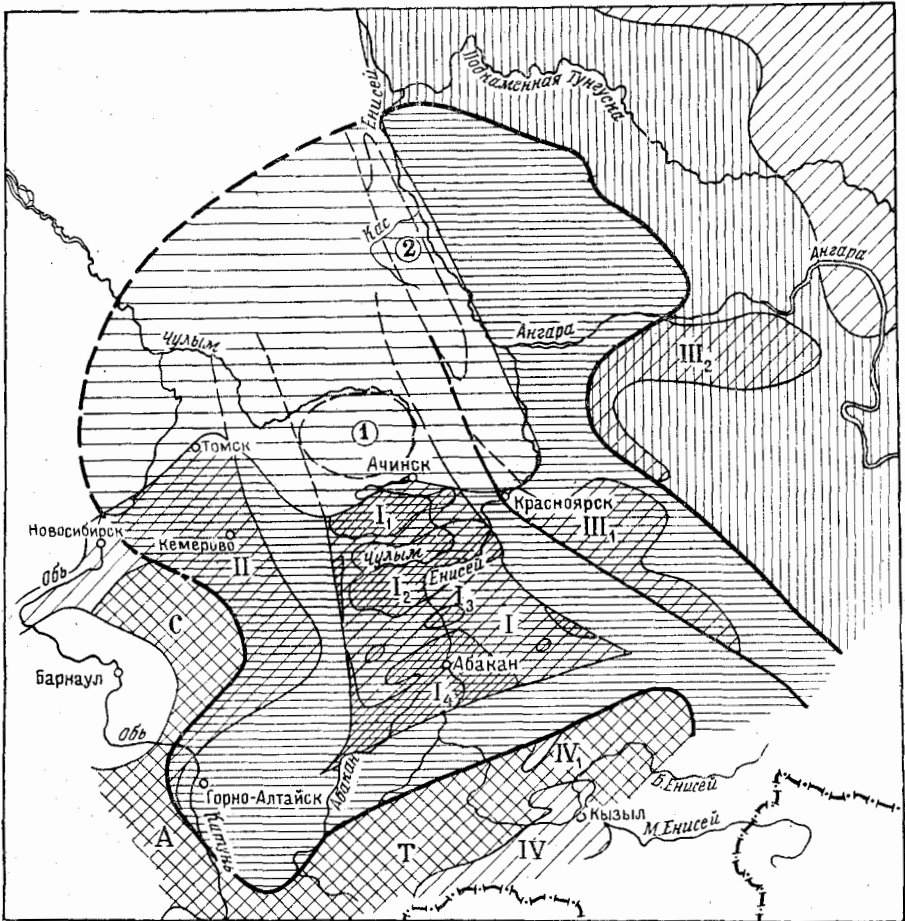


Рис. 88. Палеотектоническая схема древних каледонид Сибири

I — додевонский свод; 2 — погрешенная часть свода, скрытая под мезо-кайнозойским осадочным чехлом; 3 — прогибы, заполненные мощными толщами морских отложений ордовика и силура (с — Салаирский, а — Ануйско-Чуйский, т — Тувинский); 4 — прогнутая часть платформы — область распространения морских отложений ордовика и силура; 5 — средне- и верхнепалеозойские — (а) — прогибы, (б) — впадины

I — Минусинский прогиб (Назаровская I (1), Чулымо-Енисейская I (2), Сыдо-Ербинская I (3), Минусинская I (4)) впадины
II — Кузнецкий прогиб

III — внутриплатформенные прогибы и впадины — Рыбинская III (1), Канско-Ангарская III (2)

IV — девонские — Тувинский прогиб и Усинская впадина IV (1)

6 — погрешенные впадины: Тегульдетская I и Касская 2; 7 — контуры додевонского свода;

8 — юго-западная граница Сибирской платформы

гиб, заполненный осадками девонской, каменноугольной и пермской систем.

Этот прогиб вытянут в северо-западном, близком к меридиональному направлению и имеет общее протяжение, прослеженное по выходам

средне- и верхнепалеозойских отложений на поверхности. Он прослеживается почти на такое же расстояние под покровом мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности в пределах так называемой Чулымской антеклизы, где в состав его входит Тегульдетская впадина. Отличительной чертой Минусинского прогиба является повсеместное резко несогласное наложение образующего прогиб осадочного чехла непосредственно на древнекаледонский (салаирский) складчатый фундамент. Таким образом, этот прогиб представляет типичную наложенную структуру, хотя в структурах прогиба могут быть выявлены известные черты, унаследованные от предшествующего развития (простираения складок, разломов, ориентировка впадин и т. п.).

Возникновение Минусинского прогиба сопровождалось активной вулканической деятельностью, охватившей главным образом краевые зоны прогиба и территорию обособившихся внутри его отдельных впадин.

Активизация в нижнем девоне тектонических движений и сопутствующей им вулканической деятельности не ограничилась территорией древних каледонид. Одновременно оживилась древняя зона разлома, отделяющая складчатые структуры древних каледонид от Сибирской платформы. Край свода в этой зоне также подвергся обрушению, вследствие чего возникла резко асимметричная Рыбинская впадина. На юго-западном крыле ее сосредоточены мощные толщи нижнедевонских излившихся пород, прослеженные на большом протяжении вдоль древнего тектонического шва. Активизация вулканической деятельности отмечена и за пределами свода, в окаймляющих его на юге и юго-западе прогибах (Тувинский прогиб, Усинская и Уйменская впадины).

К началу девонской эпохи относится, по-видимому, и заложение Касской впадины, выявленной бурением в пределах Западно-Сибирской низменности и представляющей впадину, близкую Рыбинской по особенностям строения и общему размещению в структуре; как и последняя, Каская впадина располагается на краю Сибирской платформы.

Общая эволюция структуры Минусинского прогиба связана с постепенным распадом его на систему более или менее обособленных впадин. Этот процесс закончился в течение среднего верхнего карбона и перми, когда в пределах Минусинского прогиба, главным образом на юге его, образовались сравнительно мощные угленосные осадочные толщи.

Средне- и верхнепалеозойский осадочный чехол Минусинского прогиба представлен платформенными формациями осадочных пород, образующими систему коробчатых складок, ограниченных флексурами различной протяженности. Структура этого чехла типичная глыбово-складчатая.

Древние каледониды юга Красноярского края прослеживаются на север под мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской низменности до широт северной оконечности Енисейского кряжа, а далее стресение глубоких горизонтов, подстилающих осадочные толщи мезозоя и кайнозоя, остается неясным.

В самом начале мезозоя обширные участки на севере края погружаются. Между Сибирской платформой и Таймырской складчатой областью опускается вся зона субплатформенных складок, образованных пермскими отложениями Таймыра. Одновременно продолжается прогибание на территории Тунгусской синеклизы (в курейской ее части). Опускания начинают распространяться, по-видимому, также вдоль за-

падного края Сибирской платформы на юг. Одновременно с общим погружением в северных районах развивается активная трапповая вулканическая деятельность.

На остальной территории края сформировавшиеся в течение палеозоя структуры подвергаются денудации.

В юрское время погружение охватывает также юго-западную часть Сибирской платформы, где возобновляются движения вдоль древнего тектонического шва, отделяющего ее от древних каледонид. В юрских отложениях, расположенных близ этого шва, появляются резкие дислокации (Саяно-Партизанская угленосная мульда).

В общем опускание вовлекается, кроме того, вся территория края, прилегающая с запада к Сибирской платформе, где погружаются северная часть обширного додевонского свода и вся система возникших в его пределах впадин.

В течение мелового и третичного периодов погружение локализуется в Енисейско-Ленском прогибе и на обширной территории Западно-Сибирской низменности, к западу от Сибирской платформы. В наиболее погруженных участках, опоясывающих Сибирскую платформу с севера и запада, в течение палеозоя формируются складки, хорошо известные в районе Усть-Порта и в низовьях р. Хатанги.

Дальнейшая история образования структуры края плохо изучена. По-видимому, происходит сокращение наметившихся в мезозое погружений, вследствие чего, например, северный край Сибирской платформы резко обособляется от смежного с ней Енисейско-Ленского прогиба. По древним тектоническим швам возобновляются движения, приводящие к появлению резких уступов, ограничивающих, например, Восточный и Западный Саяны от прилегающих к ним котловин.

История формирования структуры края, развивающаяся и в настоящее время, во многом пока не ясна и требует дальнейшего изучения.

ВВЕДЕНИЕ

Сравнительно слабая изученность сложно построенной и весьма обширной территории Красноярского края не позволяет с необходимой полнотой изложить сведения, характеризующие историю ее геологического развития. По многим участкам этой территории можно располагать только весьма общими материалами, а по другим они еще очень слабо систематизированы. Достаточно отметить, что по Красноярскому краю нет ни одной работы, в которой освещались бы вопросы палеогеографии всей его поверхности, хотя бы для отдельных геологических эпох. Имеются либо схематические построения, в которых рассматриваются обширные пространства Сибири, лишь частично включающие геологические структуры, входящие в состав края (например, очерки по палеогеографии Сибирской платформы в ордовике и силуре, представленные О. И. Никифоровой, 1955), либо палеогеографические разработки, затрагивающие только отдельные его участки (например, по девонской системе Минусинского прогиба — работы А. И. Анатольевой, Г. И. Теодоровича и др.).

Данный очерк по истории геологического развития Красноярского края, представляемый впервые, весьма схематичен, ввиду обширности и сложности геологического строения территории, недостаточной его изученности и разобщенности геологических данных.

АРХЕЙСКАЯ ЭРА

Архейская геологическая история края может быть восстановлена весьма схематично и лишь в самом общем виде по двум причинам. Во-первых, архейские породы вскрыты на ограниченных участках территории на Анабарском массиве и лишь местами в области развития протерозойских и палеозойских складчатых структур (Енисейский край, преимущественно южная его часть, Восточный Саян, Кузнецкий Ала-тау, возможно Таймыр). Во-вторых, и это главное, глубокие преобразования кристаллических пород архея, отличающие их от более молодых протерозойских и палеозойских пород, делают почти невозможным строгое изложение происходивших в архее геологических событий.

Сейчас известно, что на Анабарском массиве в архее образовался сложный комплекс кристаллических сланцев и гнейсов, мощность которого достигает 20 000—25 000 м. Кристаллический сланцевый комплекс, по-видимому, представляет результат метаморфизма и мигматизации осадочных толщ, в составе которых главную роль играли песчаные и известково-мергелистые породы.

К началу протерозоя этот метаморфический комплекс был прорван интрузиями аляскитовых и биотитовых гранитов и сменившимися их ано-

тозитовыми интрузиями. К этому времени образовались последовательно сменяющие друг друга по стратиграфической вертикали следующие серии: 1) пироксеновых плагиогнейсов и амфиболитов, гранулитов, магнетитовых сланцев и кварцитов (далдынская серия); 2) преимущественно гиперстеновых гнейсов (верхнеанабарская серия); 3) биотитовых и амфиболовых гнейсов с подчиненными амфиболитами, гиперстеновыми гнейсами и изредка мраморами (верхнеломуйская серия); 4) биотит-гранатовых и гранат-пироксеновых гнейсов с пачками мраморов, кальцифиров, диопсид-скаполитовых пород и салитовых гнейсов. Все эти серии пород были смяты в систему складок северо-западного простирания и прорваны интрузиями гранитоидов и анортозитов.

Такая же обстановка сложилась в архее и в южной части Енисейского кряжа, где широко распространены гранатовые и гиперстен-гранатовые гнейсы и гранулиты, а также породы чарнокитового ряда, включающие чарнокит-анортозитовые интрузивные образования. Складчатые структуры архея здесь также ориентированы в северо-западном направлении. Некоторым отличием архейского метаморфического комплекса Енисейского кряжа является широкое проявление в нем процессов повторного ретроградного метаморфизма, вызванных гранитными инъекциями конца нижнего протерозоя. Это отличие определяется тем, что архей Енисейского кряжа располагается в области, охваченной протерозойской складчатостью, тогда как Анабарский массив входит в состав Сибирской архейской глыбы, представляющей древнейший элемент структуры Сибирской платформы, не затронутый позднейшей протерозойской складчатостью.

В складчатых областях на севере и на юге края архейские отложения в еще большей степени подверглись позднейшим преобразованиям, вследствие чего они с трудом устанавливаются только при самых детальных исследованиях. К сожалению, по фрагментарным данным геологическую историю этих районов для архейской эры в настоящее время восстановить невозможно даже в самом общем виде.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭРА

Протерозойская геологическая история края может быть прослежена по распространению отложений соответствующего возраста на Таймыре, в окраинных поднятиях Сибирской платформы (Хантайско-Рыбинское, Туруханское, Енисейского кряжа), а также на юге края в области распространения каледонских складчатых структур. Почти во всех этих районах известны разновозрастные отложения, принадлежащие нижнему и верхнему (включая синий) протерозою, местами прорванные преимущественно гранитными интрузиями.

Нижний протерозой. В нижнем протерозое, по-видимому, уже существовало древнее кристаллическое ядро Сибирской платформы, которое опоясывали геосинклинальные области, охватывающие обширную территорию края на севере, западе и юге. В пределах этих областей накапливались мощные, преимущественно терригенные осадки.

Недостаточная изученность нижнепротерозойских отложений края не позволяет сравнивать между собой различные участки их распространения. Известно, что на Таймыре, например, мощность нижнепротерозойских отложений превышает 7500 м, на Енисейском кряже она свыше 2200 м, в Восточном Саяне достигает 8000—10 000 м, а в Кузнец-

ком Алатау — 3000 м. Это указывает на то, что, по-видимому, в пределах геосинклинальных областей были развиты прогнутые зоны, оконтурить которые тоже не представляется возможным.

До сих пор также недостаточно ясно, какую роль в процессе седиментации играли вулканогенные образования, к числу которых отдельные исследователи в различных районах относят амфиболиты. Что касается нижнепротерозойской интрузивной деятельности, то она по всем признакам проявлялась почти повсеместно, где наблюдаются соответствующего возраста отложения. Такие интрузии имеются, например, на Таймырском полуострове, где наряду с гнейсовидными и двуслюдяными гранитами развиты также более ранние, вероятно габбро-нориты и габбро, связанные постепенными переходами с амфиболитами и мигматитами. На Енисейском кряже в нижнепротерозойские осадочные толщи внедрились, по-видимому, граниты Посольненской и позднее красные порфировидные граниты Нижнеканской интрузий. В Восточном Саяне происходило внедрение преимущественно пластовых тел, слюдоносных гранитов, а в Кузнецком Алатау — разнообразных гранито-гнейсов и амфиболитов.

С внедрением интрузий связаны процессы метаморфизма, воздействию которых нижнепротерозойские отложения подверглись повсеместно. Метаморфизм проявился в различных областях неодинаково. Например, в Восточном Саяне и отчасти на Енисейском кряже им лишь слабо затронуты верхние части разреза нижнего протерозоя.

Внедрение интрузий и метаморфизм вмещающих их пород происходили одновременно с развитием процесса складчатости, обусловившего резкие дислокации нижнепротерозойских отложений и приведшего к оформлению в геосинклинальных областях системы поднятий. Эти нижнепротерозойские поднятия так же, как и зоны погружений, невозможно сейчас оконтурить по имеющимся отрывочным сведениям, указывающим на вероятные несогласия и перерывы в метаморфических комплексах нижнего и верхнего протерозоя. Такие несогласия устанавливаются на Таймырском полуострове, где о них можно судить по прослеживающемуся скачку в метаморфизме при переходе от нижнепротерозойских отложений к верхнепротерозойским; по тем же признакам несогласие может быть отмечено и на Енисейском кряже, а в Восточном Саяне оно местами выявляется прямыми наблюдениями, например в Туманшетской и Идарской зонах Протеросаяна.

Затруднения в разграничении ниже- и верхнепротерозойских отложений, очевидно, связаны с тем, что в наметившихся уже в нижнем протерозое прогнутых зонах процессы седиментации на границе его с верхним протерозоем протекали непрерывно.

Верхний протерозой. В верхнем протерозое седиментация продолжалась в тех же обширных геосинклинальных областях, примыкающих к Сибирской архейской глыбе с севера, запада и юга, что и в нижнем протерозое. Однако к началу верхнего протерозоя более ясно определились отдельные поднятия, денудация которых способствовала накоплению обломочного материала в смежные погруженные зоны. Примером может, в частности, служить Восточный Протеросаян, в пределах которого верхнепротерозойские отложения налегают на подстилающие породы несогласно, отделяясь от них перерывом. К этому времени относится и появление признаков структурной неоднородности геосинклинальных областей, отчетливо выраженных, например, в Енисейском кряже, где в двух зонах — Восточной и Западной — накапливаются

осадки различного состава: в первой — терригенно-карбонатные, во второй — терригенно-карбонатные с некоторым участием вулканогенного материала.

Мощности толщ осадочных и вулканогенных пород верхнего протерозоя составляют: на севере, в Таймырской складчатой области, свыше 7000 м; в зоне краевых поднятий Сибирской платформы, в частности, на Енисейском кряже, 12500 м; на Восточном Саяне — более 7000 м; в Кузнецком Алатау — более 4000 м; в Западном Саяне — 5000 м.

В верхнем протерозое весьма активно проявилась вулканическая деятельность, следы которой в виде мощных вулканогенных накоплений, за исключением Сибирской глыбы, прослеживаются повсеместно.

Состав продуктов вулканической деятельности разнообразен, но характеризуется преимущественным распространением диабазов, базальтов и порфиринов, сопровождаемых их туфами и туфолавами. Лишь в Енисейском кряже начало вулканической деятельности, а на Таймырском полуострове — ее конец отличаются появлением кислых лав и их туфов.

Процессы седиментации в геосинклинальных областях в течение верхнего протерозоя неоднократно прерываются. Небольшой перерыв, связанный с появлением конгломератов в основании октябрьской свиты, известен на Таймырском полуострове. На Енисейском кряже перерывы с размывом подстилающих пород прослеживаются в подошве и кровле аладинской свиты и отмечаются некоторыми исследователями в основании нижнеангарской свиты. В Восточном Саяне наблюдается размыв подстилающих пород на границе манской и урманской, кувайской и манской свит. В разрезах верхнего протерозоя Кузнецкого Алатау также известны многочисленные перерывы. Все эти перерывы и местные несогласия указывают на продолжающийся рост складчатых структур в геосинклинальных областях.

В связи с развитием процессов складчатости в ряде районов происходит внедрение различного состава интрузий. На Таймырском полуострове древнейшие верхнепротерозойские интрузии представлены пластовыми телами амфиболитов, более поздние метаморфизованными и катаклазированными гранитоидами и гранито-гнейсами. На Енисейском кряже в это время образовались гипербазиты и дайковые основные и ультраосновные породы, а также крупные тела гранитоидов. Возможно, что к заключительным проявлениям верхнепротерозойской интрузивной деятельности на Енисейском кряже относится внедрение щелочных интрузий (Татарский и Кийский массивы нефелиновых сиенитов), хотя большинство исследователей склонно считать их девонскими, а некоторые предполагают связь их с траппами. В Восточном Саяне также известны более древние основные и ультраосновные интрузии и сравнительно поздние верхнепротерозойские микроклиновые граниты. В Кузнецком Алатау интрузии верхнего протерозоя неизвестны.

К концу протерозоя происходит погружение архейской глыбы, в результате чего в ее пределах образуется сравнительно маломощный (не более 750 м) осадочный чехол, представленный терригенными, частично красноцветными и карбонатными породами, резко несогласно налегающими на размытую поверхность архея. Складчатость не затронула эти отложения не только на Анабарском массиве, где они хорошо изучены, а также на Чадобецком поднятии, куда прослеживается архейская глыба.

В самом конце верхнего протерозоя на обширной территории края складчатые структуры геосинклинальных областей, прилегающих к древней архейской глыбе, окончательно оформились и образовали фундамент Сибирской платформы в современных ее контурах, включающих краевые поднятия — Хантайско-Рыбнинское, Туруханское, Енисейского кряжа и Восточного Протеросаяна. В это же время заканчивается развитие складчатых структур также и в северной части Таймырского полуострова.

Отсутствие в южных районах края, в частности в Кузнецком Алатау и, по-видимому, в Западном Саяне, ясно выраженного несогласия между верхним протерозоем и кембрием подчеркивает преимущество в развитии складчатой структуры от протерозоя к кембрию, особенно отчетливо прослеживающуюся в разрезах Батеневского кряжа. В пределах этого кряжа граница между системами проходит где-то в однообразной толще карбонатных пород енисейской свиты.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Кембрийский период. В кембрии в пределах края распространяется обширная трансгрессия, охватившая почти всю его территорию, за исключением отдельных, сравнительно приподнятых участков, подвергшихся денудации. К таким участкам относится, по-видимому, северная часть Таймырского полуострова, где протерозойские складчатые структуры подверглись размытию и в кембрийских отложениях местами накопились конгломераты из галек протерозойских пород. Кембрийские отложения в этой области повсеместно залегают несогласно на размытой поверхности верхнепротерозойских отложений. Поднятие образовалось также и на месте современного Енисейского кряжа, где к низам разреза кембрия приурочены сравнительно мощные накопления валунных конгломератов. Аналогичное поднятие возникло и в области Восточного Протеросаяна, вдоль северных подножий которого широко распространены конгломераты, состоящие из материала подстилающих протерозойских пород. Поднятия возникли, кроме того, и в осевой зоне каледонского Восточного Саяна, но на остальной территории древних каледонид они не оказали существенного влияния на процессы седиментации.

В кембрии установились резкие различия в условиях накопления осадков на территории Сибирской платформы и в расположенной к юго-западу от нее геосинклинальной области, охватывающей территорию Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саянов и разделяющего их Минусинского прогиба.

На платформе в течение кембрия накапливаются толщи эпиконтинентальных осадочных терригенно-красноцветных и карбонатных пород, в геосинклинальной области на юге края — вулканогенно-осадочных толщ, типичной чертой которых является сочетание разнообразных, но преимущественно основных и средних эффузивных пород с рифогенными известняками.

Общая мощность осадков кембрия на платформе не превышает 2000—3000 м, а на крыльях Анабарской антеклизы составляет всего 500—600 м; лишь в Канско-Ангарской впадине, где появляются соленосные отложения, она достигает приблизительно 4000 м.

В южной геосинклинали мощность вулканогенно-осадочных толщ 8000—10 000 м. Таким образом, геосинклинальная область в кембрии испытывает значительное погружение, сопровождаемое активной вулка-

нической деятельностью. Это погружение распространяется, по-видимому, вдоль западной окраины Сибирской платформы далеко на север, но на Таймыре наблюдается уже иная картина; здесь из разреза почти полностью выпадают вулканогенные образования. Мощность пестроцветных и сероцветных терригенных и карбонатных отложений кембрия на Таймыре не достигает даже 1000 м. Близки к платформенным условиям накопления и в Манском прогибе, расположенном в Восточном Саяне. В этом прогибе развиты эпиконтинентальные, существенно терригенно-красноцветные отложения, мощность которых не превышает 3000 м.

В течение кембрия в обширной южной геосинклинали продолжается рост складчатых структур, заложившихся, по-видимому, еще в протерозое. К верхнему кембрию относится превращение этой геосинклинали в платформу, вследствие чего в ее пределах временно почти полностью прекращается седиментация. Осадочные толщи ордовика и силура известны лишь на крайнем юге этой области, в осевой зоне (ордовик), и на южном склоне Западного Саяна, а за пределами края также на западном склоне Кузнецкого Алатау.

Таймырская геосинклинальная область к концу кембрийского периода, по-видимому, также испытывает поднятие, вследствие чего на границе с лишенным фауны верхним кембрием, согласно подстилающим ордовикские отложения, прослеживается перерыв, значение которого полностью, быть может, еще и не оценено. В разрезе кембрия Сибирской платформы этот перерыв на границе среднего и верхнего кембрия прослеживается повсеместно.

Образование складчатых структур в южной геосинклинальной области сопровождается интрузивной деятельностью. В течение кембрия в этой области возникают многофазные интрузии, имеющие сложный состав и включающие наряду с гранитами также сиениты, диориты и габбрового ряда породы. В Кузнецком Алатау предполагается, что наиболее древними являются интрузии габбро-диоритового и гипербазитового состава, более поздние — интрузии габбро-монцитов и разнообразных гранитоидов. В Восточном Саяне наиболее древние кембрийские интрузии представляют ультраосновные породы, сменяющиеся габброидами, а затем разнообразными гранитоидами. В Западном Саяне интрузивные внедрения последовательно сменялись в следующем порядке: гипербазиты, габбро и диориты, гранитоиды манского типа с многофазными вторжениями сильнодифференцированных отщеплений.

На севере края в Таймырской складчатой области кембрийские интрузии неизвестны.

Ордовикский период. На юге края, в области развития кембрийских каледонид, в ордовике образуется крупное поднятие. Это поднятие, окаймленное на юге, юго-западе и западе расположенными за пределами края прогибами Тувинским, Ануйско-Чуйским и Салаирским, охватывало в прилегающей к нему части Сибирской платформы Енисейский кряж и Восточный Протеросаян. Область поднятий в это время располагалась и на севере края, в северной части Таймырского полуострова. По-видимому, Анабарская антеклиза также представляла в это время поднятие.

На всю остальную территорию края, включающую южную часть Таймырского полуострова, почти всю Сибирскую платформу (за исключением части краевых ее поднятий) и южный склон Западного Саяна вновь распространилась трансгрессия в ордовикское время.

В связи с этой трансгрессией на Сибирской платформе формируются сравнительно маломощные отложения разнофациальных пестроцветных пород — карбонатных, терригенно-карбонатных, глинистых и песчанистых, а на юге — грубых терригенных, мощность которых в среднем не превышает 400 м. Вдоль западного края платформы с юга на север прослеживается общее увеличение мощностей, достигающее в Норильском районе 1000—1100 м.

На крыльях Анабарской антеклизы в разрезе ордовикских отложений появляются гипсоносные отложения. Здесь полная мощность ордовикских осадков местами (нижнее течение р. Котуя) сокращается до 200 м.

На Таймырском полуострове в ордовикское время накапливается мощная (2500—3000 м) толща преимущественно карбонатных пород, местами фациально замещаемых терригенными отложениями. На юге края, в южной части Западного Саяна в ордовике также возникают мощные осадочные толщи, которым подчинены основные и средние эффузивы. Общая мощность отложений в этой области достигает 6000—8000 м. Крайний юг края — это единственный район, в котором известны проявления вулканической деятельности в ордовике. Интрузии ордовикского возраста достоверно нигде не установлены.

Силурийский период. В силурийское время в основном сохраняются те же условия седиментации, что и в ордовике. В течение силурийского периода происходит регрессия морского бассейна, распространившегося в ордовике почти на всю территорию Сибирской платформы. Вследствие этого постепенно расширяются области поднятий и понемногу сокращаются области накопления осадков.

На севере края (Таймыр), как почти на всей площади Сибирской платформы, смена ордовикских отложений силурийскими происходит без следов перерыва в процессах седиментации. Исключение представляет только часть Тунгусской синеклизы и крылья Анабарской антеклизы; следы перерыва отмечаются и на р. Подкаменной Тунгуске.

В Западном Саяне между отложениями ордовика и силура прослеживается не только перерыв, вследствие которого из разреза выпадают, по-видимому, отложения верхнего ордовика, но и угловое несогласие.

Состав силурийских осадков на платформе мало отличается от ордовикских. Здесь развиты преимущественно морские эпиконтинентальные отложения, представленные известняками и доломитами, аргиллитами и граптолитовыми сланцами общей мощностью, весьма незначительной и варьирующей в пределах от 60 до 350 м. Наблюдается увеличение мощности разреза силурийских отложений по направлению от р. Подкаменной Тунгуски к Норильскому району. В области Анабарской антеклизы к концу силурийского периода появляются гипсоносные осадки замкнутых лагун.

На Таймыре процессы седиментации способствовали накоплению мощных морских карбонатных толщ, местами замещаемых терригенными отложениями. Мощность осадков здесь достигает 1500—2000 м. Для Западного Саяна также типичны значительные мощности (до 3500 м) мелководных кластических терригенных отложений, представленных конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Вулканическая деятельность силурийского периода в пределах края известна только в Усть-Енисейской впадине. Здесь буровыми скважинами вскрыт разрез силурийских отложений более 1000 м мощности, представленный известняками и доломитами, в верхней части с про-

слоями туфов, туффитов и пластовыми залежами диабазов и порфиров.

Гранитные интрузии, рвущие силурийские отложения, прослеживаются на Таймыре и в Западном Саяне (Джойская интрузия).

В конце силурийского периода происходит замыкание геосинклинали, частично захватывающей крайний юг края в области южных склонов Западного Саяна.

Девонский период. В течение девонского периода на юге края происходит расширение областей седиментации, что связано с обрушением отдельных участков обширного сводового поднятия, наметившегося уже в ордовике и, вероятно, несколько расширившегося в силуре. Вследствие обрушения этого поднятия возникает наложенная структура Минусинского прогиба, в пределах которой развивается активная вулканическая деятельность, приведшая к накоплению сравнительно мощной (до 1500 м) вулканогенной толщи. Последняя включает преимущественно основные лавы диабазового и базальтового состава, отчасти плагиопорфировые лавы и интрузии того же состава, а также щелочные интрузии, представляющие дифференциаты базальтовой магмы. Ю. А. Кузнецов и другие исследователи предполагают, что к этому времени относится внедрение субщелочных сиенитов и граносиенитов, являющихся интрузивными эквивалентами плагиопорфировых лав.

Одновременно происходит накопление преимущественно лагунно-континентальных терригенно-красноцветных отложений, в дальнейшем, уже в среднем девоне (живетский век), после прекращения вулканической деятельности распространившееся на всю территорию Минусинского прогиба.

Аналогичная картина наблюдается вдоль древнего тектонического шва, отделяющего Сибирскую платформу от области древних каледонид, где вследствие обрушения поднятия образовалась резко асимметричная Рыбинская впадина. Юго-западное крыло ее резко опущено и в нем сосредоточена главная масса вулканогенных пород, преимущественно диабазов и базальтов.

Вулканическая деятельность, по-видимому, того же типа распространилась и на крайний юг края, в частности на Усинскую впадину.

В эйфеле в юго-западную часть Минусинского прогиба проникло море, трансгрессия которого достигла, вероятно, Чулымо-Енисейской впадины. Морской рукав Алтайского морского бассейна следовал, вероятно, лишь вдоль наиболее погруженной осевой части прогиба и в северной части сменялся системой более или менее изолированных лагун.

В конце эйфеля — начале живета произошла кратковременная регрессия, вследствие чего в течение нижнего девона и в эйфеле возникшие в это время пологие структуры подверглись размыву. Во второй половине живетского времени на территорию прогиба распространилась более обширная трансгрессия, которая проникла теми же путями, что и эйфельская. Однако и она, по-видимому, не достигла широты г. Красноярска и не проникла в Рыбинскую впадину. В последней накапливались только лагунно-континентальные или чисто континентальные красноцветные осадки. После живетской трансгрессии континентальный режим установился и на территории Минусинского прогиба. В верхнем девоне здесь происходило заполнение прогиба красноцветными отложениями; одновременно продолжался рост структур, заложившихся, по крайней мере частично, еще в нижнем девоне, который сопровождался

постепенным расчленением прогиба на систему изолированных впадин.

В Рыбинской впадине в верхнем девоне область прогибания существенно расширилась, вследствие чего накопление красноцветных осадков началось и на погрузившемся участке Протеросаяна, и в юго-западной части Канско-Ангарской впадины.

На севере края, в Таймырской складчатой области, в нижнем девоне сохраняется морской бассейн, преемственно связанный с силурийским. Однако появление сравнительно мощных (до 150 м) гипсоносных осадков указывает на образование в этой области отшнурованных от морского бассейна лагун. Среднему девону здесь предшествует перерыв, соответствующий всему эйфельскому веку или его части. В живете морские условия восстанавливаются, накапливаются преимущественно карбонатные осадки, которым местами подчинены гипсы. Те же условия сохраняются и в верхнедевонское время.

К югу от Таймыра, вдоль западной окраины Сибирской платформы прослеживается полоса распространения нижнедевонских осадков, образовавшихся в мелких бассейнах с опресненными водами, представляющих, вероятно, краевую зону моря, затоплявшего значительные площади в пределах Западно-Сибирской низменности и в северной части Тунгусской синеклизы.

Мощность осадков девонской системы весьма изменчива. На юге, в Минусинском прогибе, она достигает 7000 м. По направлению на северо-восток и далее на север мощности сокращаются почти вдвое, а в периферических частях прогиба и на окраинах поднятий они уменьшаются до нескольких десятков метров.

Такая же картина наблюдается и в Рыбинской впадине; в юго-западной части ее мощность ниже- и среднедевонских отложений достигает 2000 м, а в северо-западной она сокращается до 50 м и затем непосредственно на древний кристаллический фундамент Протеросаяна ложатся верхнедевонские отложения. Мощность последних на юго-западе достигает 1000 м, а на северо-востоке она несколько сокращается до 850 м и менее.

В северной части края, на Таймыре, мощность девонских отложений составляет не более 2000—2500 м, но местами она заметно сокращается.

На западной окраине Сибирской платформы общая мощность девонских отложений не превышает сотни метров, несколько увеличиваясь в направлении с юга на север.

Вулканическая деятельность в девоне сосредоточивается почти исключительно в южной части края, на территории Минусинского прогиба, в Усинской и Рыбинской впадинах. Излияниям преимущественно основных лав и дифференциатов базальтовой магмы здесь сопутствуют небольшие интрузии, представленные дайками и пластовыми залежами диабазов, базальтов, штоками плагиопорфиров, тералито-сиенитов (горячитов), берешитов и тешенитов. Кроме того, наблюдаются девонские интрузии щелочных сиенитов и гранитов, а также габброидного и иного состава интрузии, распространенные в области древних каледонид на юге края, в Кузнецком Алатау, Восточном и Западном Саянах. Точных данных, подтверждающих такие представления, по мнению И. В. Лучицкого, недостаточно, хотя многие исследователи, в частности Ю. А. Кузнецов, считают их неоспоримыми.

Каменноугольный период. В начале каменноугольного периода обширные площади в пределах края превращаются в сушу.

Морские бассейны сохраняют преемственную связь с девонскими только на крайнем севере, в южной части Таймырской складчатой области. В течение нижнего карбона здесь накапливается сравнительно маломощная (от 250 до 1000 м) толща карбонатных осадков. На границе со средним карбоном местами прослеживается перерыв в седиментации, иногда также угловое несогласие. В среднем карбоне вновь восстанавливается морской режим; в этих условиях образуются преимущественно терригенные толщи, мощность которых не превышает 500 м. В верхнем карбоне сохраняются те же условия седиментации и происходит накопление терригенных, частично карбонатных осадков мощностью 200—300 м.

Таймырский морской бассейн охватывал, вероятно, значительные площади в Хатангской впадине, где бурением выявлено распространение морских карбонатных осадков нижнего карбона. Южнее он распространялся также и на северную часть Сибирской платформы, где морские осадки с богатой фауной прослеживаются до р. Курейки. Здесь они лежат трансгрессивно на подстилающих породах; их мощность сокращается приблизительно до 100 м.

На юге края, в Минусинском прогибе, в раннем карбоне (турне, визе), вероятно, существовали крупные солонатоводные и опресненные бассейны, временами сообщавшиеся с открытым морем, которое омывало сибирские каледониды и проникало внутрь прогиба с севера через Западно-Сибирскую низменность. В этих бассейнах формируется серия глинисто-известковых и песчаных пестроцветных осадков, своеобразие которой определяется участием в ней пеплового материала, принесенного в Минусинский прогиб откуда-то с юго-востока. Условия, близкие к этим, создаются также и в Рыбинской впадине. В отличие от Минусинского прогиба, где перерыв между верхним девонем и нижним карбоном прослеживается лишь местами, в краевых зонах отдельных впадин, в Рыбинской впадине нижнекаменноугольные осадки ложатся на размытую поверхность пород франского и фаменского времени.

Начиная с намюрского века, а местами, очевидно и позже, на значительных площадях Сибирской платформы, а также в Минусинском прогибе развиваются процессы угленакопления. Они сосредоточиваются главным образом в Тунгусской синеклизе и распространяются не только на северную ее (курейскую) часть, но и далее на юг, в пределы Ванаварской синеклизы и в область Канско-Ангарской впадины, куда, возможно, прослеживаются и более древние каменноугольные осадки, развитые в Рыбинской впадине.

В Минусинском прогибе процессы угленакопления преобладали в южной его части.

На Сибирской платформе этому моменту геологической истории соответствует начало активного прогибания Тунгусской синеклизы, в Минусинском прогибе — процесс дальнейшего распада единой структуры прогиба на систему впадин, начавшийся еще в девоне.

В результате погружения обширных площадей в Тунгусской синеклизе накопились угленосные толщи, мощность которых местами, например в Канско-Ангарской впадине, превысила 500 м. В Минусинском прогибе угленосные отложения достигали максимальной мощности (1000—1500 м).

Вулканическая деятельность в каменноугольное время почти не проявлялась. Известны лишь указания на распространение туфов в угленосных отложениях Тунгусской синеклизы. Что касается пепловых ту-

фов, известных в Минусинском прогибе, то их источники — древние вулканы каменноугольного возраста — располагались за пределами края. Интрузии каменноугольного возраста в пределах Красноярского края, за исключением Таймыра, по-видимому, не установлены (А. М. Даминова).

Пермский период. В пермское время угленакопление продолжается на Сибирской платформе и в Минусинском прогибе и распространяется на северные районы края, захватывая южную часть Таймырской складчатой области.

На Таймыре в начале пермского периода происходит общее погружение южной складчатой полосы, вследствие чего в ее пределы вторгается море, оставившее серию карбонатно-терригенных, частью чисто терригенных морских осадков. Последние местами лежат на размытой поверхности подстилающих пород с угловым несогласием. Мощность морских осадков нижнего отдела пермской системы варьирует в пределах от 160 м (район р. Тарей) до 1100—1200 м. Во второй половине нижнепермской эпохи на Таймырском полуострове устанавливаются континентальные условия и развиваются процессы угленакопления, приведшие к образованию терригенных угленосных толщ, мощность которых колеблется от 200 м (район р. Тарей) до 3500 м. В верхнепермскую эпоху морские условия опять восстанавливаются, но вскоре снова сменяются континентальными, способствующими угленакоплению. Угленосные толщи, сменяющие морские терригенные накопления, в ряде районов вмещают рабочие пласты каменного угля. Общая мощность верхнепермских отложений колеблется от 1000 до 2500 м.

Одновременно с погружением южной полосы складок на Таймырском полуострове развивается вулканическая деятельность, проявившаяся уже в начале пермского периода, о чем можно судить по присутствию туфов и спилитов в самых низах разреза пермских отложений. Наибольшей активности вулканическая деятельность достигает в конце пермского периода, когда образуется мощная толща эффузивных траппов, возраст которой датируется верхней пермью — нижним триасом. Одновременно развивается интрузивная деятельность, следы которой прослеживаются в виде многочисленных пластовых залежей и даек, сложенных типичными траппами. Суммарная мощность пластовых залежей траппов составляет 15—20% общей мощности разреза пермских терригенных отложений.

Морская пермская трансгрессия едва достигает северной окраины Сибирской платформы. От Таймырской складчатой области на юг она прослеживается до Енисейско-Ленского прогиба, в котором общая мощность пермских отложений постепенно сокращается от максимальных величин 5000 м — на севере до 2100 м — на юге.

На Сибирской платформе область погружения в пермское время охватывает обширную территорию Тунгусской синеклизы и распространяется далеко на юг, вплоть до Канско-Ангарской впадины.

В этой области происходит накопление терригенных угленосных осадков, мощность которых в более прогнутых участках Тунгусской синеклизы превышает 1000 м, а на крыльях, где в толще осадков прослеживаются перерывы (Норильский район), составляет 200—250 м. Даже на крайнем юге платформы, в Канско-Ангарской впадине, мощность угленосных осадков достигает 450 м, хотя процесс седиментации в этом районе, по-видимому, был сравнительно непродолжительным и протекал только в течение нижнепермской эпохи.

Погружению обширной территории на Сибирской платформе сопутствует вулканическая деятельность, начавшаяся в начале верхнепермской эпохи, о чем свидетельствует появление туфов и туффитов в разрезе верхней перми северной окраины платформы. Наибольшей активности вулканическая деятельность так же, как и на Таймырском полуострове, достигает к концу пермской эпохи, когда образуется мощная туфолавовая толща, аналогичная известной на Таймыре и имеющая тот же возраст, переходный от перми к триасу.

На юге края, в Минусинском прогибе, где в течение пермского периода завершается процесс распада единой прогнутой зоны на систему обособленных впадин, угленакопление сосредоточивается в отдельных мульдах, расположенных главным образом в южной части прогиба и лишь отчасти (Белоозерская мульда) в северной его части.

В **верхнепермский период** процессы седиментации и угленакопления в Минусинском прогибе прекращаются. Общая мощность нижнепермских отложений на юге края достигает 900—1100 м.

Вулканическая деятельность в перми на юге края неизвестна. Исключения представляют дайки и некки, реже пластовые залежи базальтов и диабазов, известные в Чулымо-Енисейской (Северо-Минусинской) впадине. Состав и возраст этих пород, местами секущих нижнепермские отложения, соответствует туфолавовой толще Сибирской платформы.

В течение пермского периода завершается процесс образования глыбово-складчатой структуры Минусинского прогиба и оформляются складчатые структуры южной окраины Таймырского полуострова, представляющие, вероятно, тип платформенных, а не геосинклинальных образований.

Распространение интрузий пермского возраста, главным образом трапповых, известно не только на платформе, но и в Таймырской складчатой области. На юго-западе последней имеются, кроме того, небольшие штоки и дайки щелочных и субщелочных пород, но возраст их так же, как и возраст ряда щелочных интрузий платформы, расположенных на северном крыле Анабарской антеклизы, очевидно, триасовый.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

Триасовый период. На Сибирской платформе в триасе продолжается трапповая вулканическая деятельность, сосредоточенная главным образом в наиболее погруженной части Тунгусской синеклизы, где мощность туфолавовых образований достигает 2000—2500 м. Система трещин открывала подводящие пути для излияний трапповой магмы на поверхность и для вторжения ее с последующим застыванием в форме даек и исключительно широко распространенных пластовых залежей. Излияния повсеместно носили наземный характер и сопровождалась массовыми выбросами туфового материала. Наряду с трещинными излияниями огромную роль, очевидно, играли извержения центрального типа. В **северной части Сибирской платформы**, преимущественно на склоне Анабарской антеклизы, обращенном к Енисейско-Ленскому прогибу, в триасе образовались ультраосновные интрузии, сопровождаемые щелочными дифференциатами, а кроме того, по-видимому, и кимберлитовые трубки взрыва.

Процесс образования туфолавовых накоплений и трапповых интрузий в течение перми и триаса распространился на обширную террито-

рию Сибирской платформы. Его следы в той или иной форме могут быть прослежены на всей площади Тунгусской синеклизы как в северной (курейской), так и в южной (ванаварской) части, а также в Канско-Ангарской впадине. Активному вулканизму платформы на юге края соответствуют отмеченные выше малые интрузии базальтовой **магмы** в северной части Минусинского прогиба (Чулымо-Енисейская, или Северо-Минусинская, впадина).

Континентальные условия в триасе установились на всей территории края, за исключением Енисейско-Ленского прогиба, в пределы которого в триасе проникло море. Начало трансгрессии относится, по-видимому, к индскому веку, когда в восточной части Хатангской впадины накопились прибрежно-лагунные осадки. Перед отложением оленекских слоев в период кратковременной регрессии эти осадки были размыты, но в оленекский век море проникало еще дальше в глубь Хатангской впадины, в которой образуется залив, связанный с существовавшим ранее Полярным бассейном. К концу анизийского века морской режим в Хатангской впадине сменяется прибрежно-лагунным, а в начале верхнетриасовой эпохи происходит новая трансгрессия, распространившаяся, вероятно, на большие площади, чем в предыдущие эпохи.

В норийском веке море уходит из пределов Хатангской впадины и в ней возобновляется накопление прибрежно-лагунных осадков. Общая мощность морских триасовых отложений составляет 500—600 м. В конце триасового периода морские отложения были размыты.

Юрский период. В юрское время континентальный режим сохраняется на всей обширной территории Красноярского края, за исключением Енисейско-Ленского прогиба и области, расположенной к западу от Сибирской платформы; в северную часть этой области в юрское также распространяется морская трансгрессия.

В погружение вовлекаются не только те площади, в которые проникает море, но и вся восточная окраина Западно-Сибирской низменности, а кроме того, и юго-западная часть Сибирской платформы. На этих территориях в континентальных условиях накапливаются угленосные осадки, мощность которых местами достигает 700 м. Угленосное распространяется, в частности, и на северную часть Минусинского прогиба. Область опусканий на юго-западе Сибирской платформы является, в общем, продолжением погруженной зоны, соответствующей Вилюйской впадине. Эта область распространяется и на Канско-Ангарскую и Рыбинскую впадины.

Морская трансгрессия проникла в Хатангскую и даже в Усть-Енисейскую впадины только в среднем лейасе, вследствие чего юрские отложения залегают на размытой поверхности триасовых пород несогласно. В течение средне- и верхнеюрской эпох морские условия в Енисейско-Ленском прогибе сохранялись, а в верхней юре трансгрессия, по-видимому, проникла далее на юго-запад. Южная граница распространения морского бассейна располагается где-то между Усть-Портом и р. Елогуем, где бурением вскрыты континентальные юрские отложения. Общая мощность морских юрских отложений достигает 1600 м. Вулканическая деятельность юрского периода на территории края не установлена.

В течение юрского периода в области погружений, опоясывающих Сибирскую платформу, формировались небольшие складки, рост кото-

рых, по-видимому, оказывал влияние на распределение осадков (Мало-Хетская антиклиналь). На юге края в конце юры возобновились тектонические подвижки вдоль древнего структурного шва, отделяющего Сибирскую платформу от древних каледонид; это вызвало резкие дислокации в Саяно-Партизанской мульде.

Возобновление тектонических движений вдоль древних разломов установлено и в северной части Минусинского прогиба, в Балахтинской угленосной мульде.

Меловой период. Области погружения к началу мелового периода существенно сокращаются и ограничиваются только восточной окраиной Западно-Сибирской низменности. Однако и на Сибирской платформе, в частности на Енисейском кряже, в низовьях рек Подкаменной Тунгуски и Бахтенки, известны небольшие площади распространения меловых отложений.

Морские условия в начале мелового периода сохраняются только на севере края, в Енисейско-Ленском прогибе. В течение валанжина — готтерива здесь накапливаются морские терригенные отложения, сменяющиеся затем в барреме прибрежно-лагунными и отчасти континентальными угленосными фациями. В верхнемеловую эпоху вновь появляются морские осадки, которые в кампан-маастрихте опять сменяются прибрежно-лагунными фациями.

Общая мощность меловых отложений в Енисейско-Ленском прогибе достигает 3000 м.

Южная граница меловых морских бассейнов так же, как и юрских, устанавливается весьма ориентировочно между Усть-Портом и р. Елогуем. В валанжине и, вероятно, в готтериве и барреме, граница моря отодвигается южнее. К югу от морских бассейнов, в Западно-Сибирской низменности, происходит накопление континентальных пестроцветных угленосных и бокситоносных отложений, общая мощность которых достигает 2500—3000 м. К югу и западу мощность осадков сокращается.

В течение мела продолжается формирование складок в Енисейско-Ленском прогибе, а также, по-видимому, и в пределах всей восточной окраины Западно-Сибирской низменности.

Для мелового периода хорошо выделяется климатическая зональность, прослеживаемая по распределению различного состава пород в континентальных отложениях. В неокоме, например, на юге области распространения этих отложений в условиях аридного климата накапливается мощная толща красных и серых пород, обогащенных карбонатом кальция. На севере ей соответствуют морские сероцветные отложения, сменяющиеся в готтериве — барреме прибрежно-морскими лагунными, а затем угленосными осадками, возникшими в условиях гумидного климата. Закономерная изменчивость состава отложений в различных климатических зонах устанавливается в апте, альбе, а также в верхнемеловое время. В верхнем мелу в южных районах в условиях теплого гумидного климата происходит накопление белых, а также и сероцветных глин, в северных — продолжается угленакпление.

Вулканическая деятельность в меловом периоде в пределах края неизвестна.

Палеогеновый и неогеновый периоды. В палеогеновое время континентальный режим устанавливается на всей территории края. Только в неогене на крайнем севере в пределы Енисейско-Ленского прогиба

на короткое время проникает морская бореальная ингрессия. К началу палеогенового периода заканчивается, по-видимому, процесс образования складок в мезозойских отложениях этого прогиба.

Широко разветвленная гидрографическая сеть палеогенового и неогенового периодов была представлена системой многочисленных озерных водоемов и рек, стекавших с краевых поднятий Сибирской платформы и с южного горного обрамления Западно-Сибирской низменности в эпиконтинентальные морские и лагунные бассейны, существовавшие в центральной части низменности. Аккумуляция осадков происходила не только в пределах Западно-Сибирской низменности, но и в отдельных эрозионных долинах и тектонических впадинах и прогибах, пересекающих эту низменность в широтном направлении или следующих, в общем, параллельно ориентировке древних структур (в частности, на Енисейском кряже).

К. В. Боголепов отмечает, что вслед за пенеппенизацией горных сооружений Енисейского кряжа и формированием каолиново-латеритной коры выветривания этот кряж испытывает поднятие; рельеф его и смежной части Сибирской платформы омолаживается. В образовавшейся системе эрозионных и карстовых впадин накапливаются пестроцветные породы, возникшие в результате размыва и переотложения датско-палеоценовой коры выветривания. Климатические условия до эоценовой эпохи включительно соответствуют «средиземноморскому» субтропическому климату. Позднее климат увлажняется, что способствует размыву и деградации латеритной коры выветривания.

В нижнем олигоцене, по-видимому, происходит дальнейшее выравнивание страны и формирование отбеленной каолиново-гидрослюдистой коры выветривания. В течение среднего олигодена и далее, вплоть до миоцена, в условиях влажного умеренного гумидного климата в широко разветвленной речной сети в области Западно-Сибирской низменности и на Сибирской платформе накапливаются песчано-галечные отложения с прослоями железистых песчаников и конгломератов со стяжениями бурого железняка. На Енисейском кряже в это время в системе замкнутых межгорных котловин образуются мощные толщи болотных и озерных осадков с виванитом, сидеритом и промышленными скоплениями бурых углей и огнеупорных каолиновых и бейделлитовых глин.

Заключительный этап неогеновой истории Красноярского края связан с образованием красноцветных мио-плиоценовых осадков, возникших вследствие развития резко континентального климата, близкого к современному. К этому времени относится возобновление поднятия Енисейского кряжа, приведшее к накоплению широко распространенных делювиальных грубообломочных отложений, чередующихся с осадками слабых, пересыхавших водотоков, перепруженных делювиальным материалом.

Вулканическая деятельность палеогенового и неогенового времени в крае неизвестна.

Четвертичный период. В течение четвертичного периода на севере и западе края по-прежнему сохраняется область погружений, охватывающая Енисейско-Ленский прогиб и Западно-Сибирскую низменность. Сибирская платформа и южная группа горных сооружений (Кузнецкий Алатау, Восточный и Западный Саяны) представляют в это время область относительных поднятий.

В начале четвертичного периода происходит образование на больших площадях коры выветривания, прослеживаемой, в частности, на Сибирской платформе.

В середине четвертичного периода на территории края развивается обширное покровное оледенение, распространившееся с севера вплоть до широты 62°. Южнее этой широты накапливаются флювиогляциальные и аллювиальные отложения.

В конце среднечетвертичной эпохи ледниковый покров, по-видимому, растаял, и территория Енисейско-Ленского прогиба была охвачена морской трансгрессией. Осадки этого моря прослеживаются на древних морских террасах в северной части края.

В верхнечетвертичную эпоху вновь наступает похолодание, вследствие чего на крайнем севере развивается второе (Зырянское) оледенение долинного типа.

Распространение ледниковых отложений зырянского оледенения было, по-видимому, ограниченным.

Дальнейшая история северных районов края связана с распространением новой, каргинской морской трансгрессии, проникшей, как и предыдущая, лишь в Енисейско-Ленский прогиб.

Современной эпохе предшествует относительно похолодание, вызвавшее образования небольших горных ледников (сартанское оледенение).

На юге края весьма типично для четвертичного периода возобновление движений по древним тектоническим швам. Эти движения способствуют росту структур, происходившему уже на наших глазах и выраженному относительным погружением впадин и поднятием горных сооружений, ограничивающих эти впадины. Рост структур происходит одновременно с общим воздыманием южного горного обрамления Западно-Сибирской низменности и сопровождается возникновением предгорных шлейфов, особенно отчетливо выраженных у подножий Западного Саяна. Воздымание охватывает также территорию Сибирской платформы и ее западные и краевые поднятия. В целом оно способствует образованию высоких цокольных террас в долинах крупных рек и врезанию меандр.

Глава VIII

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Формирование поверхности отдельных частей Красноярского края происходило на существенно различной геотектонической основе. В пределах его территории размещаются структуры: ставшая относительно стабильной уже с протерозоя Сибирская платформа; обрамляющие ее на юго-западе позднедокембрийские складчатые сооружения байкалид; занимающие южную часть Красноярского края палеозойские складчатые системы; расположенная на севере края Таймырская складчатая зона, оформившаяся в конце палеозоя и в нижнем триасе, и, наконец, мезо-кайнозойские прогибы Западно-Сибирской и Северо-Сибирской низменностей, окаймляющие с запада и севера Сибирскую платформу.

То обстоятельство, что основные структурные элементы на территории Красноярского края сформировались уже в конце палеозойской и начале мезозойской эр, предопределило и время заложения главных морфологических элементов в пределах края. Как подробнее будет показано ниже, уже в течение мезозойской эры появились ныне существующие горные хребты на юге и крайнем севере края, плато на месте Сибирской платформы, аккумулятивные равнины в северной и западной частях края. В дальнейшем поверхность Красноярского края претерпела длительное и сложное развитие с чередованием ряда эпох выравнивания и обновления рельефа. Значительную роль в преобразовании рельефа играли и изменения климата, во многом определявшие интенсивность и направленность процессов выветривания и разрушения положительных элементов рельефа.

Современный облик поверхность края приобрела на протяжении позднего неогена и четвертичного периода, когда в результате неотектонических движений обновление происходило особенно сильно. Существенный отпечаток на характер рельефа в четвертичном периоде наложило ухудшение климатических условий, которое привело к развитию оледенения в горных районах и на севере края, к распространению на значительных площадях вечной мерзлоты и связанных с нею процессов солифлюкции, к усилению, особенно в горах, процессов морозного выветривания, к изменению характера речной эрозии, к резкому сокращению химического выветривания.

В результате всей сложной истории развития рельефа на территории Красноярского края в настоящее время отчетливо выделяется ряд геоморфологических районов.

Крайнюю северную часть описываемой территории занимает Таймырская горная страна, развившаяся на месте позднепалеозойской — раннетриасовой складчатой зоны. Эта горная страна заложилась уже с начала мезозойской эры, была значительно приподнята в меловом периоде, в конце неогена и четвертичном периоде, в большой степени преобразована действием долинных и покровных ледников, четвертичных морских трансгрессий и ныне подвергается усиленному воздействию морозного выветривания.

С юга Таймырская горная страна граничит с Северо-Сибирской, или Таймырской, низменностью, располагающейся на месте мезозойских впадин — Хатангской и Усть-Енисейской. Низменность представляет собой созданную в основном во второй половине четвертичного периода аккумулятивную равнину, выполненную морскими, ледниковыми и озерно-аллювиальными осадками. В настоящее время большую роль в моделировке рельефа играют мерзлотные процессы — солифлюкция, термокаст, явления мерзлотного пучения.

Южнее, в пределах Сибирской платформы, рельеф приобретает платообразный характер, зависящий в значительной степени от горизонтального залегания слагающих платформы палеозойских осадочных, позднепермских и раннетриасовых вулканогенных толщ. Особенно резко (благодаря своей устойчивости) выражаются в рельефе лавовые покровы и пластовые интрузии траппов. На Анабарском кристаллическом массиве отчетливо прослеживается докембрийский пенеплен, вскрывающийся вследствие денудации покрывающих его осадочных свит. В северной части платформы, особенно в долинах, большой отпечаток на развитие рельефа наложило четвертичное оледенение; на юге преобразующая роль принадлежала речной эрозии. Значительное поднятие территории платформы и особенно северной части лавового поля (плато Сыверма) в неогене и четвертичном периоде обусловило высокую энергию водных потоков, большую глубину эрозионного вреза, каньонообразный характер речных долин, явления переуглубления ледниковых долин с образованием в них глубоких озер.

К западу от Сибирской платформы в пределах долины Енисея и еще западнее, во входящей в состав Красноярского края восточной части Западно-Сибирской низменности, развит аккумулятивный рельеф, сложенный на севере морскими, ледниковыми и озерно-аллювиальными, на юге главным образом озерно-аллювиальными четвертичными отложениями. Этот рельеф формировался на денудированной поверхности палеозойских и докембрийских толщ (правобережье Енисея) и на мезозойских аккумулятивных равнинах (левобережье Енисея).

На юге Красноярского края расположены палеозойские, отчасти позднедокембрийские складчатые сооружения, уже с начала мезозойской эры, а частично и в палеозое приобретшие горный рельеф. Межгорные впадины здесь унаследованы также с палеозойской эры. Горный рельеф Алтае-Саянской области, существовавший в мезозое, подвергся интенсивной денудации в палеогене и неогене. Лишь со второй половины неогена новейшие тектонические движения привели к созданию современного горного рельефа в пределах зон поднятий и значительно обновили рельеф Минусинских межгорных котловин. В разработке рельефа наряду с интенсивной эрозионной деятельностью в четвертичном периоде, принимали участие также горные ледники и талые ледниковые воды.

ТАЙМЫРСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

Таймырская горная область занимает северную часть Таймырского полуострова, которая в отличие от расположенной южнее Северо-Сибирской (Таймырской) низменности может быть названа горным Таймыром.

В строении горного Таймыра наблюдается определенная геоморфологическая зональность, обусловленная неотектоническими движе-

ниями. Этими зонами являются (с юга на север): хр. Бырранга, Пясино-Фаддеевская депрессия и Карский массив.

Наиболее возвышенную часть Таймырского полуострова занимают горы или точнее хр. Бырранга, протягивающийся так же, как и остальные зоны горного Таймыра и Северо-Сибирская низменность в восточно-северо-восточном направлении, близком к общему простиранию геологических структур.

Южный склон гор круто спускается к Северо-Сибирской низменности, по границе с которой от Енисейского залива до моря Лаптевых протягивается желобообразное понижение рельефа. К последнему приурочен главный плёс Таймырского озера, р. Верхняя Таймыра, субширотный отрезок р. Пясины и ряд более мелких водных артерий.

Образование указанного желоба связано со спецификой колебательных движений, имеющих наибольшие скорости вблизи границы между областями преимущественного поднятия и преимущественного опускания.

В связи с этим наличие краевого желоба является одним из доказательств тектонического происхождения южной границы гор Бырранга. Другим существенным доказательством является неточное совпадение этой границы с простиранием складок в горах Бырранга, образующих с ними острый угол, величина которого увеличивается на восток по мере поворота всей складчатой структуры от почти широтного к северо-восточному направлению.

Горы Бырранга достигают наибольшей ширины (около 150 км) вблизи северо-восточной своей оконечности — между Таймырским озером и морем Лаптевых. Здесь же они имеют и наибольшие высоты.

В западно-юго-западном направлении наблюдается общее снижение высот гор Бырранга, что характерно и для более северных геоморфологических зон горного Таймыра. Вблизи западной оконечности гор, где они местами распадаются на ряд останцево-грядовых или платообразных возвышенностей, подножия которых скрываются в сплошном чехле четвертичных отложений, высота отдельных вершин не превышает 300—350 м.

На отдельных участках гор выделяются продольные межгорные депрессии, которые особенно четко представлены в районе Таймырского озера. Это объясняется тем, что главный плёс озера приурочен к наиболее погруженной части описанного выше краевого желоба, ограниченной на севере южным склоном гор Бырранга, а на юге горстообразной возвышенностью Киряка-Тас, расположенной уже в пределах Северо-Сибирской низменности.

В формировании межгорных депрессий значительную роль сыграли молодые блоковые движения. Границы депрессий с возвышающимися над ними горными грядами не находятся в какой-либо связи с эрозионными или другими элементами рельефа экзогенного происхождения. Напротив, как современное эрозионное, так и недавнее гляциальное расчленение закономерно отражает характер молодых движений гор Бырранга.

Днища межгорных депрессий устланы более или менее мощным покровом четвертичных отложений, представленных главным образом образованиями последнего покровного (зырянского) оледенения, из-под которых на отдельных участках обнажаются слабодислоцированные отложения юры и мела.

Несколько особое место в общем рельефе гор Бырранга занимает сложная Тарейская депрессия, охватывающая бассейн р. Тарей и распадающаяся здесь горы под острым углом — в северо-восточном направлении. Она представлена рядом кулисообразно расположенных межгорных депрессий, соединенных между собой поперечными понижениями и образующих в совокупности зону пониженного рельефа шириной до 50—60 км. В отличие от обычных межгорных депрессий в горах Бырранга коренные породы дна Тарейской депрессии представлены более древними существенно карбонатными породами ниже-среднепалеозойского возраста, что свидетельствует об обратном рельефе на этом участке. Вероятно, эта часть гор Бырранга испытывала активное сводовое поднятие, которое на определенном этапе привело к появлению трещин растяжения и последующему оседанию приосевой части свода.

На западе горы Бырранга срезаются Енисейским заливом; на востоке они круто обрываются к прибрежной низменной равнине моря Лаптевых, сложенной четвертичными отложениями. Эта прибрежная равнина, известная под названием берега Прончищева, вытянута в северо-западном направлении вкост гор Бырранга. Ширина ее колеблется от 25 до 40 км. К ней приурочен фьордообразный залив моря Лаптевых — бухта Марии Прончищевой. К югу от залива прибрежная равнина сливается с Северо-Сибирской низменностью.

Горы Бырранга приобрели свой современный облик в результате эрозионного расчленения, сопровождавшегося их общим поднятием и дифференцированными движениями отдельных участков на протяжении большей части четвертичного периода.

Речные долины в горах Бырранга подразделяются на доледниковые, использованные затем ледниковой сетью последнего долинного (сартанского) оледенения, и более молодые — послеледниковые, расчленяющие не затронутые оледенением гольцовые участки и частично врезанные в склоны или днища ледниковых (троговых) долин. Продольный профиль трогов отличается наличием ряда переуглубленных участков, часть которых до сих пор занята живописными ледниковыми озерами (озера Сузовое, Левинсон-Лессинга и многие другие). Местами днища троговых долин устланы моренными и флювиогляциальными отложениями. Последние хорошо сохранились в верховьях долин и на водораздельных участках сквозных (ледниковых) долин, куда еще не дошел современный эрозионный врез.

Зырянское оледенение оставило следы в виде аккумулятивных накоплений моренного материала, известных в межгорных и Тарейской депрессиях, а также на отдельных платообразных возвышенностях, что особенно характерно для западной и отчасти северо-восточной оконечностей гор Бырранга. Отдельные валуны, принесенные с северных окраин Таймырского полуострова и с островов Северной Земли, встречаются в горах Бырранга почти повсеместно. Анализ имеющихся данных о петрографическом составе валунов, найденных в горах Бырранга и в северной части Северо-Сибирской низменности, позволяет предполагать, что зырянский ледник двигался через горный Таймыр, в общем, в юго-западном направлении.

В настоящее время на участках горного рельефа, еще не вошедших в сферу активной деятельности линейной эрозии, широкое развитие имеют нивационно-солифлюкционные процессы.

Складчатые структуры Бырранга слагаются терригенными верхнепалеозойскими отложениями и связанными с ними многочисленными, в основном пластовыми, интрузиями траппов. Последние обычно выделяются в рельефе в виде моноклиналильных куэстообразных гряд, образующих один из склонов и гребень отдельных положительных форм горного мезорельефа. На склонах гор наклонно залегающие пластовые интрузии слагают predetermined избирательной денудацией уступы, которые преобразуются нивационно-солифлюкционными процессами в нагорные террасы. Эти широко развитые в горах Бырранга процессы гольцового террасирования (выравнивания) обуславливают и платообразность вершинных поверхностей большей части горных возвышенностей. Надо подчеркнуть, что эффект гольцового выравнивания горных сооружений в этих широтах настолько велик, что степень выровненности вершинных поверхностей, сложенных интенсивно дислоцированными породами, почти такая же, как и у бронированных горизонтально залегающими интрузиями траппов, приуроченных к сводовым частям крупных антиклинальных складок.

Развитые на отдельных участках гор Бырранга базальтовые покровы и туфы пермо-триаса слагают обширные платообразные возвышенности (левобережье р. Сырадсай) или отдельные «караваеобразные» холмы и невысокие изолированные горы (район северного побережья Таймырского озера).

Подчиненное значение в строении гор Бырранга имеют среднепалеозойские, преимущественно карбонатные породы, приобретающие сплошное развитие лишь в бассейне р. Тарей. Обычно же эти породы слагают узкие блоки, которые благодаря недавним поднятиям выражены в рельефе в виде гребней, выделяющихся светлой окраской известняков на темно-сером фоне горных склонов, сложенных пермскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

С севера вдоль хр. Бырранга простирается вытянутая в том же восточно-северо-восточном направлении так называемая Пясино-Фаддеевская депрессия — зона сравнительно пониженного рельефа, сложенного карбонатными породами ниже- и среднепалеозойского возраста. Эта депрессия так же, как и Тарейская, выступает по отношению к большей части гор Бырранга как зона обращенного рельефа. Границы ее геоморфологически выражены в виде уступов рельефа, в общем совпадающих с региональными продольными разломами, прослеживаемыми на значительном протяжении вдоль обеих ее бортов. Днище депрессии имеет общий подъем в восточно-северо-восточном направлении. В этом же направлении, но еще быстрее, возрастают высоты возвышенностей, ограничивающих депрессию с севера и юга, в связи с чем возрастают глубина депрессии и крутизна образующих ее склонов. Особенно высоким и крутым (около 500 м относительной высоты) является южный склон Пясино-Фаддеевской депрессии на участке, расположенном в 10 — 15 км северо-восточнее главного водораздела Таймыра, проходящего по гребню наиболее возвышенной горной гряды Бырранга — Сиракута-Нэти.

В отличие от типичного горного рельефа, характерного для большей части хр. Бырранга, Пясино-Фаддеевская депрессия представлена в основном пологосклонными увалами, обычно вытянутыми субпараллельно ее простираению. Наиболее пониженные участки между увалами сложены четвертичными породами и обнажающимися кое-где из-под них отложениями мелового возраста. Крайняя западная оконечность (между

устьем р. Пясины и Енисейским заливом) Пясино-Фаддевской депрессии сложена в основном верхнепалеозойскими терригенными породами, прикрытыми почти сплошным чехлом четвертичных отложений. Последние в противоположность более восточным районам представлены не только ледниковыми (зырянскими), но и почти повсеместно обнажающимися под ними межледниковыми морскими отложениями, приуроченными зачастую к сохранившимся с дозырянского времени террасовидным поверхностям, что характерно и для быррангинской части западной оконечности Таймыра. Северная часть Пясино-Фаддевской депрессии на этом участке почти полностью погружена в Карское море, выше уровня которого возвышается лишь ряд невысоких островов (о-ва Каменные и др.).

Севернее Пясино-Фаддевской депрессии располагается наиболее северная зона горного Таймыра, сложенная метаморфическими сланцами, филлитами и гнейсами протерозоя и приуроченными к ним интрузиями гранитоидов. Для этой части Таймырского полуострова, к которой относятся берег Харитона Лаптева, п-ов Челюскин и тяготеющие к ним территории, можно предложить наименование «Карский массив».

По отношению к Пясино-Фаддевской депрессии Карский массив является более возвышенной зоной рельефа. Абсолютные отметки его, в общем, возрастают в восточно-северо-восточном направлении от 80—100 м в районе Пясинского залива до 500—700 м на правом берегу р. Ленинградской. Исключение составляет только широкая (до 75 км) депрессия (называемая нами Ленинградской), располагающаяся на продолжении Гайерской депрессии гор Бырранга и рассекающая большую часть Карского массива в северо-восточном направлении.

Дно Ленинградской депрессии почти нигде не возвышается более чем на 150 м над уровнем моря. Оно устлано юрскими, меловыми и четвертичными отложениями, залегающими непосредственно на протерозое или вблизи гор Ленинградских, на нижепалеозойских породах. Из четвертичных образований здесь особенно широко развиты морские межледниковые и перекрывающие их ледниковые отложения, образующие кое-где гряловые комплексы, аналогичные конечным моренам и маргинальным озам Северо-Сибирской низменности. Отдельные участки Ленинградской депрессии имеют весьма сглаженный рельеф, сложенный поздне-послезырянскими, в основном озерными отложениями, еще более широко развитыми только к югу от горного Таймыра — в Северо-Сибирской низменности.

К востоку от депрессии Ленинградской располагается наиболее возвышенная часть Карского массива — горы Ленинградские высотой 300—700 м над уровнем моря, северные отроги которых распространяются на восточную часть п-ова Челюскин. Рельеф их в общих чертах приближается к рельефу основной части гор Бырранга, т. е. характеризуется наличием платообразных, реже гребнеобразных возвышенностей, расчлененных трогами и сетью более молодых эрозионных долин.

К западу от депрессии Ленинградской Карский массив характеризуется меньшими высотами (до 100—300 м над уровнем моря) и весьма сглаженным рельефом. В последнем доминируют пологосклонные крупные холмы изометрического очертания, реже вытянутые в северо-восточном направлении и очень сходные с «вараками» Северной Карелии и Кольского полуострова. Речная сеть здесь врезана слабо. Часть речных долин, значительно меньшая, чем в более южных зонах горного Таймыра, несет следы обработки сартанскими долинными ледниками.

Аналогичное устройство рельефа имеет и третья, из числа возвышенных, часть Карского массива Таймырского полуострова — «плато» или лучше его называть «низкогорье» Лодочникова (150—300 м абс. высоты), расположенное к северу от восточной части депрессии Ленинградской и сложенное крупной интрузией субщелочных гранитоидов и вмещающих их пород нижнего палеозоя и протерозоя.

Низкогорье Лодочникова слагает основу западной половины п-ова Челюскин, восточная половина которого в своей возвышенной части занята отрогами гор Ленинградских. Низкогорье Лодочникова несет отчетливые следы экзарационной обработки льдами покровного оледенения и расчленено радиальной сетью позднейших троговых долин, которые так же, как и в горах Бырранга, имеют, по всей видимости, сартанский возраст.

Низкогорье Лодочникова и северная часть гор Ленинградских окаймлена прибрежной равниной, протягивающейся по всей периферии п-ова Челюскин полосой шириной до 25—40 км. Эта равнина соединяется с депрессией Ленинградской в районе устья Гафнер-фиорда, а также в районе устья р. Ленинградской. Отсюда на север вдоль долины р. Широкой протягивается низменная зона шириной 20—25 км, отделяющая низкогорье Лодочникова от гор Ленинградских и заканчивающаяся у побережья моря Лаптевых заливом Терезы Клавенес. Все эти низменные равнины возвышаются до 40 м над уровнем моря и по устройству рельефа так же, как и по геологическому строению, принципиально не отличаются от сливающихся с ними депрессии Ленинградской и берега Прончищева.

Крупнейшими водными артериями горного Таймыра являются реки Пясины, Верхняя Таймыра и Нижняя Таймыра.

Река Пясины замечательна тем, что при впадении в Пясинский залив Карского моря она образует сравнительно крупную дельту (около 1500 км²).

Река Верхняя Таймыра впадает на западе в Таймырское озеро, но русло ее прослеживается и далее под водой вдоль западных берегов озера.

Река Нижняя Таймыра вытекает из Таймырского озера и на пути к Карскому морю пропиливает хр. Бырранга.

Остальные реки Таймыра являются или притоками Пясины, Верхней и Нижней Таймыры или непосредственно впадают в Карское море (реки Ленинградская и Жданова, Ленивая, Хутыда-Бигаи и др.) или в море Лаптевых (реки Ключевка, Вездеходная, Подкаменная, Новая и др.). Несколько сравнительно крупных рек (Бикада-Нгуома, Северная и др.) впадают в Таймырское озеро. Почти все реки горного Таймыра начинаются на хр. Бырранга, причем обычно вблизи его северной окраины или в пределах Пясино-Фаддеевской депрессии. Только немногие реки (Шренк, Ленивая, Коломейцева, Тессема, Широкая и др.) начинаются с отдельных возвышенностей Карского массива.

В долинах рек хорошо выражены только пойменные террасы. Выделяемые некоторыми исследователями надпойменные террасы в большинстве случаев не имеют речного происхождения и генетически не связаны с речной долиной, в которой они в настоящее время находятся. Многие возвышающиеся над поймами террасовые формы аккумулятивного рельефа сложены поздне-послезырянскими флювиогляциальными и озерными отложениями, выполняющими впадины дозырянского рельефа, которые иногда представляют озеровидные расширения современ-

ных долин. В отличие от настоящих цикловых террас эти образования отличаются локальным развитием (левобережье среднего течения р. Шренка, южный берег средней части Гафнер-фиорда, отдельные участки северного краевого желоба Северо-Сибирской низменности) и незакономерным изменением высотных отметок. Современные реки врезаются в эти террасовидные поверхности на глубину от 10 до 5 м, а иногда и более. Другой разновидностью таких «надпойменных» террас являются террасовидные увалы, прислоненные к бортам троговых долин и представляющие собой флювиогляциальные террасы долинных сартанских ледников.

Надо отметить, что и пойменные террасы, за исключением отдельных участков, приуроченных к депрессиям Пясино-Фаддеевской и Ленинградской и к северной окраине Северо-Сибирской низменности, развиты сравнительно слабо. Они имеют относительные высоты от 1—2 м на небольших горных речках до 10—12 м в низовьях р. Пясины.

Петрографический и литологический состав аллювия пойменных террас (обычно галечники, реже пески и более тонкие осадки и переложенный торф) свидетельствует об его тесной зависимости от геологического строения, что в свою очередь указывает на очень незначительный перенос. Последнее, как считает Л. А. Чайка, объясняется тем, что в половодье, когда происходит массовая транспортировка обломочного материала, днища рек скованы мерзлотой и почти вся передвигаемая водой часть аллювия уносится к их устьям, в озера или в океан. Летом же, когда живая сила рек очень резко падает, весь материал, поступающий в них из боковых ручьев и со склонов, аккумулируется вблизи места своего поступления в русло. Эти особенности переноса и аккумуляции современных речных отложений неблагоприятны для формирования аллювиальных россыпей полезных ископаемых.

На границе горного Таймыра и Северо-Сибирской низменности — в ее краевом желобе располагается Таймырское озеро. Это обширное по площади (4290 км²), но весьма мелководное озеро не имеет себе аналогов на всем огромном пространстве Евразийского Заполярья. Происхождение ванны Таймырского озера, как уже указывалось, связано с молодыми движениями земной коры, которые, несмотря на нивелирующее воздействие агентов четвертичной морской и континентальной аккумуляции, неоднократно переуглубляли ее. К иному типу относятся глубокие (до 130 м) горные озера, приуроченные к поперечным троговым долинам в горах Бырранга, и многочисленные, обычно очень небольшие озера, приспособившиеся к неровностям аккумулятивного рельефа, развитого на отдельных депрессионных участках горного Таймыра.

Береговая линия рассматриваемой части Таймырского полуострова имеет почти повсеместно трансгрессивный характер с явным преобладанием абразионных берегов. На восточном берегу Енисейского залива, расположенного вкостектонической структуры гор Бырранга, береговая линия носит типично рiasовый характер. На южном берегу Пясинского залива наблюдается вытянутый по простиранию пород прямолинейный, преимущественно абразионный берег. Береговая линия берега Харитона Лаптева, сопровождаемая архипелагами многочисленных невысоких скальных островов и образовавшаяся в результате подтопления рельефа, обработанного покровным оледенением, относится к шхерному типу. Берега прибрежных равнин Прончищева и полуостровов Челюскин и Оскара — образовались в связи с трансгрессией моря на аккумулятивный субаэральный рельеф, сложенный в основном отложениями зы-

рянского оледенения и подстилающими их морскими межледниковыми отложениями.

Современные морские отложения и слагаемые ими пляжи развиты очень слабо и наблюдаются обычно только вблизи устьев некоторых рек, несущих к морю большое количество обломочного материала, разносимого потом на некоторое расстояние вдоль берега морскими течениями.

УСТЬ-ЕНИСЕЙСКАЯ И ХАТАНГСКАЯ ВПАДИНЫ

Хатангская впадина и восточная половина Усть-Енисейской впадины располагаются в пределах Северо-Сибирской низменности, а именно в той ее части, которая находится к югу от горной области Таймыра и нередко фигурирует под названием Таймырской низменности. Западная половина Усть-Енисейской впадины занимает северо-восточную часть Западно-Сибирской низменности.

Первые данные о рельефе описываемой территории исходят от А. Ф. Миддендорфа (Middendorff, 1848, 1851) и Ф. Б. Шмидта (Schmidt, 1872). После Великой Октябрьской революции геоморфология Гыданского полуострова и междуречья Таза и Енисея были освещены И. Я. Ермиловым (1935); геоморфология Северо-Сибирской низменности — Н. Н. Урванцевым (1931) и А. И. Толмачевым (1928). Геоморфологический материал систематически собирался при геологических исследованиях на Енисее и в Нордвик-Хатаюгском районе в 30-х годах настоящего столетия (Сакс и Антонов, 1945; Сакс и Ширяев, 1945; Емельянец, 1939; Моор и др., 1941).

Геоморфологические исследования проводились и при геологических маршрутах по Северо-Сибирской низменности и на северо-востоке Западно-Сибирской низменности в годы Великой Отечественной войны (Марков, 1951; Сакс, 1945). Наиболее же полный материал по геоморфологии был собран за последнее десятилетие. Северо-Сибирская низменность и северо-восток Западно-Сибирской низменности были целиком покрыты геологической съемкой, сопровождавшейся составлением геоморфологических карт и описаний (П. С. Воронов, В. А. Черепанов, Н. И. Михайлов, Б. А. Иванов, С. Л. Троицкий, Н. Н. Куликов, С. А. Стрелков и др.). Геоморфология охарактеризована и в обобщающих работах С. А. Стрелкова (1951 г.) по Приенисейскому району, А. П. Пуминова (1953 г.) по Северо-Сибирской низменности, В. Н. Соколова (1956 г.) по северу Западно-Сибирской низменности.

С севера и юга границы Усть-Енисейской и Хатангской впадин, определяющиеся появлением на поверхности пород палеозоя и нижнего триаса, почти всюду отчетливо выражены в рельефе в виде уступа высотой от 110 до 300—400 м. На севере этот уступ представляет склон протягивающегося через Таймырский полуостров хр. Бырранга, на юге — край Средне-Сибирского плоскогорья. Особенно резко уступ выражен на участках, где выходят покровы и пластовые интрузии траппов, обуславливающие появление крутых ступенчатых склонов. Именно поэтому южный борт впадин, совпадающий со сложным траппами краем Средне-Сибирского плоскогорья, хорошо выделяется на всем протяжении от Енисея до Попи́гая. На многих участках уступ связан с линиями сбросов, оконтуривающих впадины. Однако нередко сбросы по линии уступа не устанавливаются, выходы палеозоя и нижнего триаса продолжаются и за основанием уступа (верхнее течение р. Хеты, реки

Верхняя Таймыра, Пура, Пясины и др.). В этих случаях уступ в основном денудационного происхождения связан с тектоникой, совпадая, вероятно, с ослабленными зонами вдоль края впадин.

Западная граница Усть-Енисейской впадины в рельефе почти не выражается. Лишь предположительно ее можно совместить с водораздельными возвышенностями в западной части Гыданского и Тазовского полуостровов, между реками Пуром и Надымом, Тазом и Вахом. Однако возвышенности эти очень незначительны по высоте и редко превышают 100 м над уровнем моря. Точно так же неясно прослеживается граница между Усть-Енисейской и Хатангской впадинами, проходящая в основном по водоразделу бассейна р. Пясины с бассейнами рек Верхней Таймыры и Хеты, но в южной части пересекающая притоки Пясины, реки Дудьпту и Хету. Восточная граница Хатангской впадины также нечеткая; она проходит несколько восточнее линии водораздела бассейнов Хатанги и Анабара.

В целом территория Усть-Енисейской и Хатангской впадины представляет равнину с большим количеством озер, с волнистым или пологохолмистым рельефом, характеризующимся высотами преимущественно до 100, реже до 200 м. Лишь отдельные возвышенности поднимаются выше 200-метровой изогипсы. Над общей поверхностью равнины резко выделяются глыбовые поднятия на востоке Хатангской впадины, связанные частью с соляной тектоникой, частью с мезозойскими складчатоглыбовыми структурами и достигающие высоты 400—650 м над уровнем моря.

Рельеф самой равнины тоже оказывается довольно расчлененным. Сильно приподняты и расчленены главные водораздельные возвышенности с высотами 100—200 м и более над уровнем моря. Напротив низменные равнины, вдоль которых протекает большинство рек, характеризуются малыми абсолютными отметками (менее 50 м абс. высоты, редко до 70—80 м), малой амплитудой колебаний высот, изобилуют озерами и обычно ограничены со стороны возвышенностей хорошо выраженными в рельефе крутыми уступами.

Рельеф низменности и распределение гидрографической сети обнаруживают чрезвычайно тесную зависимость от тектоники. Тектонически обусловлено положение главнейших речных артерий. Например, реки Хета и Хатанга протекают по осевой части Хатангской впадины. Низовья Таза, Тазовская губа, реки Мессо, Юрибей и Гыданская губа, вероятно, приурочены к зоне наибольшего прогибания Усть-Енисейской впадины. Ослабленные зоны вдоль северного борта Усть-Енисейской и Хатангской впадин явились, по-видимому, предпосылкой для возникновения широтных отрезков рек Пясины, Верхней Таймыры и для образования Таймырского озера.

Мезозойские структуры, продолжающие развиваться и в настоящее время, вызвали появление крутых изгибов в направлении течения Енисея — выше Усть-Енисейского порта и в направлении течения его притоков — Яковлевой и Танама. Современные реки огибают погребенные поднятия фундамента впадин: реки Пясины, Янгода, Горбита и Верхняя Таймыра — Янгодо-Горбитское поднятие, Енисейский залив, затопивший долину Енисея, — поднятие на Дорофеевском полуострове. Очевидно, что тектонические проявления предопределили и многие другие резкие изменения в направлении рек в пределах низменности.

Многие из наиболее приподнятых участков внутри впадин имеют тектоническое происхождение. Таковы возвышенность Сигирте-Надо на

р. Танаме (около 100 м над окружающей равниной), возвышенности Дорофеевского полуострова, возвышенность, прорезаемая притоком Агапы — р. Джангодой, сопка Чагдай на р. Дудыпте. Все они сложены мезозойскими отложениями и резко выделяются над покрытыми четвертичными породами соседними равнинами. Еще более резко выступают в рельефе в восточной части Хатангской впадины соляные купола Юрюнг-Тумус; сопки Белая и Кожевникова; горстовые структуры сопки Балахны и возвышенностей Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас (300—650 м абс. высоты). Нет сомнения, что структуры, сложенные сравнительно рыхлыми мезозойскими породами и тем более гидрхимическими осадками, могли сохраниться в рельефе лишь при условии их роста в четвертичном периоде.

Направление современных рек, многие из которых протекают в толще четвертичных пород значительно выше их подошвы, могло быть обусловлено также только четвертичными тектоническими движениями.

Четвертичные тектонические движения вызвали существенные перестройки гидрографической сети. На месте осушившихся речных долин сохраняются низменные перемычки между отдельными речными бассейнами (Авамо-Тагенарский волок между бассейнами Дудыпты и Хеты, соединения речных долин верховьев Пуры и Агапы, Янгоды и Горбиты, Тареи и Верхней Таймыры и др.).

Изучение рельефа и гидрографической сети при наличии четвертичного покрова дает очень важный поисковый признак для выявления перспективных в отношении нефте- и газоносности дочетвертичных структур. Среди таких предполагаемых структур можно упомянуть возвышенность Ушкан-Камень на левобережье р. Дудыпты (Сакс, 1945), описанную В. Д. Дибнером сопку Круглую на р. Буотонг-Кага (правый приток р. Пуры), сопку Кодло в верховьях р. Малой Хеты (Соколов, 1957).

Наряду с тектоникой существенное, а часто преобладающее значение в моделировке рельефа имели экзогенные факторы: ледниковая аккумуляция и ледниковая экзарация, деятельность ледниковых вод, моря и рек. В современном рельефе особенно значительно отразилось последнее (зырянское) оледенение, оставившее в пределах низменности конечноморенные гряды, отложения которых или перекрывают возвышенности, или нередко непосредственно составляют эти водоразделы. Очень широким распространением пользуются также камы, большей частью тесно связанные с конечноморенными образованиями. Наблюдаются краевые морены, состоящие из ряда параллельных гряд, реже — озы.

Хорошо выраженные конечноморенные гряды были образованы горными ледниками, спускавшимися по главнейшим речным долинам со Средне-Сибирского плоскогорья и с гор Бырранга; они протягиваются вдоль южного и северного краев низменности. Нередко также ледниковые языки выпахивали ложбины, впоследствии занятые озерами (оз. Пясины, заливы Таймырского озера).

Зырянское оледенение, по-видимому, захватывало почти всю рассматриваемую территорию, за исключением, возможно, лишь небольших участков к востоку от Хатангского залива. Поэтому более ранние оледенения не оставили заметных следов в современном рельефе. Правда, для некоторых возвышенностей (Ушкан-Камень на Дудыпте, Сигирте-Надо на Танаме) В. Н. Саксом (1953) предполагается наличие морены максимального оледенения. Однако древний моренный ландшафт

должен был подвергнуться переработке во время зырянского оледенения.

Низменные равнины, располагающиеся преимущественно вдоль рек, по мнению Н. Н. Куликова, В. С. Ломаченкова и С. Л. Троицкого тоже обнаруживают тесную связь с ледниковыми образованиями. Эти аллювиальные равнины были разработаны, вероятно, реками в конце межледникового времени, а затем при движении зырянских льдов были углублены и расширены, а при таянии ледников они послужили путями стока талых ледниковых вод. В дальнейшем в низменных равнинах, имеющих замкнутые очертания (благодаря перегораживанию моренными грядами, а иногда, возможно, вследствие дифференцированных тектонических движений), появились озерные водоемы, а большинство их (вдоль рек Агапы, Дудыпты, Янгоды, Хеты) было использовано последними ледниковыми реками. Здесь формировались аллювиальные равнины с большим количеством озер и стариц. Деятельность ледников, талых ледниковых вод, а затем рек привела к очень резкому разграничению в рельефе этих низменных равнин и разделяющих их возвышенностей.

Работа моря в формировании рельефа Северо-Сибирской низменности и северо-востока Западно-Сибирской низменности также сыграла свою роль. Территория Северо-Сибирской низменности к западу от Анабаро-Попигайского водораздела почти целиком затоплялась водами межледникового моря. То же самое происходило на севере Западно-Сибирской низменности вплоть до 65—66° с. ш. Море абрадирировало склоны гор Бырранга и Средне-Сибирского плоскогорья, выработав здесь береговые уступы, круто обрывающиеся к низменности. В пределах низменности межледниковое поле создавало аккумулятивные морские равнины, которые местами сохранились до настоящего времени, будучи почти не перекрыты ледниковыми отложениями. По представлениям С. Л. Троицкого и Н. Н. Куликова, большое значение для консервации межледниковых морских равнин имело длительное сохранение на них масс мертвого льда, что весьма вероятно в условиях сурового климата севера Сибири.

Наиболее молодые послеледниковые низкие морские террасы высотой до 8—10 м образуют лишь небольшие участки вдоль берегов залива.

Деятельность рек, как уже указывалось, тесно связана с работой талых ледниковых вод, потоки которых питали речные системы в период таяния ледников. После исчезновения ледников реки разработали свои долины, следуя направлению стока ледниковых вод и зачастую подчиняясь при этом положению тектонических элементов. Там, где речные долины пересекают моренные гряды или тектонические поднятия, стала преобладать глубинная эрозия. Это привело к тому, что реки и до настоящего времени не успели выработать широкие долины. Даже на таких крупных реках, как Пяси́на, местами пойменная терраса присутствует лишь в виде узкой полосы вдоль одного из берегов реки. Очень узкую долину имеет и Енисей при пересечении им Мало-Хетской антиклинали ниже устья р. Сухой Дудинки.

После таяния ледников зырянского оледенения в речных долинах образовались три террасы. Верхняя из них — III терраса высотой 15—40 м, названная В. Н. Саксом (1945) Каргинской, — представляет собой поверхность аллювиальной равнины и связана с зандрами отдельных стадий отступления зырянских ледников. II терраса высотой 8—15, редко до 20 м, имеет крайне ограниченное распространение и обычно встречается в виде отдельных обрывков. I — пойменная терраса высо-

той до 6—8 м характеризуется наличием хорошо выраженного уступа, указывающего на происходящее в настоящее время врезание речной сети. В то же время в устьях Енисея и Хатанги наблюдаются образовавшиеся в недавнем прошлом затопленные долины.

Рассматриваемая территория находится в пределах области сплошного развития вечной мерзлоты. Последняя отсутствует только под руслами рек и под озерами (исключая мелкие речки и озера). Наличие вечной мерзлоты несомненно оказывает очень большое влияние на развитие рельефа. Солифлюкционные процессы определили быстрое выполаживание склонов моренных холмов, камов, конечноморенных гряд. Вечная мерзлота явилась основным фактором в образовании чрезмерно широких долин даже у мелких речек и ручьев (благодаря сочетанию боковой эрозии рек с разъедающим действием снежников у основания склонов и оплыванием оттаивающих грунтов на склонах). На низменных заболоченных и изобилующих озерами равнинах часто наблюдаются крупные мерзлотные бугры — булгунняхы высотой до 15—25 м, растущие, очевидно, за счет притока и постепенного намерзания вод из деятельного слоя и соседних водоемов. В южной части впадин в лесной зоне встречаются также на болотах торфяные бугры.

Вытаивание находящихся четвертичных отложений залежей ископаемого льда и льдистых грунтов приводит к появлению термокарстовых форм рельефа. Термокарстовое происхождение имеют, по-видимому, многие озера, расположенные на водоразделах и занимающие глубокие котловины. Иногда в этих озерах обнаруживаются глубины в несколько десятков метров, иногда берега озер продолжают интенсивно разрушаться и в настоящее время, благодаря чему площадь озера растет. Как показали наблюдения В. Д. Дибнера и С. А. Стрелкова, старичные озера на речных террасах в зоне вечной мерзлоты под действием термокарстовых процессов довольно быстро приобретают округлые очертания в плане.

Вечная мерзлота препятствует развитию и эоловых форм рельефа. Только местами вдоль берегов рек, на гребнях песчаных возвышенностей наблюдаются следы перевевания песков, зачаточные дюны, более широкое развитие которых задерживается мерзлотой и увлажненностью деятельного слоя.

СРЕДНЕ-СИБИРСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ И ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

Средне-Сибирское плоскогорье окаймляется на севере — Северо-Сибирской, на западе — Западно-Сибирской низменностью, на юго-западе — Енисейским кряжем, на юге — горами Восточного Саяна. В северо-западной части плоскогорья обособляется нагорье Путорана.

Средне-Сибирское плоскогорье является плоской возвышенностью (плато) с абс. высотой 500—800 м, сложенной почти горизонтально залегающими осадочными породами, послойно и согласно перемежающимися с пластами интрузивных пород (траппов). Плоскогорье расчленено на отдельные, преимущественно плосковершинные останцы, типа «столовых гор». Оно постепенно понижается к долине р. Енисея, а по направлению к нагорью Путорана его высота, наоборот, увеличивается.

Систематическое геоморфологическое изучение Средне-Сибирского плоскогорья началось совсем недавно, хотя некоторые геоморфологические наблюдения проводились раньше попутно с геологическими

исследованиями (Чекановский, 1873—1875; Лопатин, 1871; Обручев, 1917, 1924 и др.). В 20-х и в начале 30-х годов текущего столетия Н. Н. Урванцев (1928, 1930 и др.) посвятил ряд работ проблеме четвертичного оледенения севера Сибири. Несколько позже были начаты специальные геоморфологические маршрутные исследования С. Л. Кушевым (1934) в долине Нижней Тунгуски и С. П. Сусловым (1935) в районе Норильских озер.

Разнообразные сведения по геоморфологии бассейна Нижней Тунгуски были получены также в результате работы геологов Арктического института (Гантман, Михайлов, Моисеев, Тебеньков, Ткаченко и др.; Эйнон, 1939). В 40-х годах геоморфологическое изучение нагорья Путорана провел Н. И. Михайлов (1947).

В течение 1948—1953 гг. в пределах западной части Сибирской платформы (бассейны рек Курейки, Нижней Тунгуски и Бахты) Туруханская экспедиция НИГРИЗолото предприняла комплексные работы, сопровождающиеся геоморфологическими исследованиями, выполненными А. А. Макаровой.

Почти одновременно планомерная геолого-геоморфологическая съемка Средне-Сибирского плоскогорья в масштабе 1 : 1 000 000 проводилась Аэрогеологическим трестом Министерства геологии и охраны недр СССР (Г. Ф. Лунгерсгаузен, М. Н. Благовещенская, Б. Н. Леонов, И. М. Фердман и др.), а на севере (нагорье Путорана и области к востоку от него) Институтом геологии Арктики (С. А. Стрелков, В. В. Ермолов, Я. И. Полькин и др.). Вопросам районирования и палеогеографии Средней Сибири посвящены обзорные работы Л. Г. Каманина (1938, 1947, 1954) и Ю. П. Пармузина (1954).

В работах С. В. Эпштейна, С. С. Воскресенского, Ю. П. Пармузина, Е. М. Сахаровой, Ю. Г. Симонова и др. в последние годы (1953—1955) приведены различные представления и данные о строении речных долин.

Многими исследователями отмечается зависимость рельефа Средне-Сибирского плоскогорья и нагорья Путорана от особенностей их геологического строения. Высказываются разнообразные взгляды на возраст рельефа Средне-Сибирского плоскогорья. С. Л. Кушев, В. П. Тебеньков и некоторые другие считают, что Средне-Сибирское плоскогорье представляет древнюю равнину — пенеплен, — сформировавшуюся в конце мезозоя или в третичном периоде. Поднятие этой равнины и, как следствие его, — углубление долин, по их мнению, происходило во второй половине третичного периода. Г. Ф. Лунгерсгаузен образование этого рельефа относит к третично-меловому возрасту. Б. Н. Леонов, С. С. Воскресенский, Ю. П. Пармузин отмечают в южных районах два или три эрозионно-денудационных уровня, М. Н. Благовещенская и И. М. Фердман выделяют в северных районах четыре уровня. Возраст среднего из этих уровней определяется ими как мезозойско-третичный, возраст нижнего — как третично-четвертичный. Э. И. Равский из четырех выделенных им гипсометрических уровней плато лишь два относит к поверхностям выравнивания мезозойского и третичного возраста, а остальные считает структурными.

По вопросу оледенения севера Средней Сибири также нет единого мнения. Одни исследователи (Н. Н. Урванцев, С. В. Обручев, С. П. Суслов, Г. Ф. Лунгерсгаузен, М. Н. Благовещенская, В. Н. Сакс, С. В. Эпштейн и др.) согласны со взглядами В. А. Обручева (1931) о широком распространении покровного оледенения в Сибири, в частности —

Средне-Сибирского плоскогорья. Центры оледенения, по мнению Н. Н. Урванцева, В. Н. Сакса и др., располагались на Таймыре и на горе Путорана. Однако южные границы оледенения, указываемые этими авторами, не всегда совпадают. Так, В. А. Обручев, Н. Н. Урванцев, Г. Ф. Лунгерсгаузен и др. предполагают, что покровное оледенение доходило до $62-63^{\circ}$ с. ш. (устье р. Подкаменной Тунгуски). Примерно здесь же проводит южную границу оледенения и В. Н. Сакс (южнее устья р. Нижней Тунгуски), а С. В. Обручев опускает границу сплошного оледенения до 58° с. ш. (устье р. Ангары). Среди этих исследователей нет единого мнения и по вопросу о количестве оледенений. Большинство исследователей (Н. Н. Урванцев, С. В. Обручев, В. Н. Сакс и др.) считает, что было два или несколько оледенений.

Другая группа исследователей (Л. Г. Каманин, Ю. П. Пармузин и др.) придерживаются взглядов И. Д. Черского (1892) и А. И. Воейкова (1881), предполагавших, что климат Средней Сибири в ледниковую эпоху был сухим, холодным, бедным осадками и не создавал благоприятных условий для возникновения покровного оледенения. Они полагают, что оледенение ограничивалось только нагорьем Путорана, где существовали горно-долинные ледники (А. Л. Чекановский, С. В. Кушев, Н. И. Михайлов и др.). Таким образом, единого мнения о типе, количестве и границах оледенения еще нет.

Большинство исследователей (Ю. П. Пармузин, С. Л. Кушев, С. С. Воскресенский и др.) выделяют большое количество террас в долинах рек Нижней Тунгуски, Подкаменной Тунгуски и Ангары, но мнения о числе террас, их относительной высоте и тем более о строении их также расходятся.

В настоящее время считается достоверно установленным, что формирование и строение рельефа Средне-Сибирского плоскогорья находятся в тесной зависимости от литологии, проявления и интенсивности тектонических движений, древнего оледенения и эрозионно-аккумулятивной работы рек. Существенное влияние на рельеф оказали выветривание, преимущественно физическое (морозное), и денудация (в частности, солифлюкция).

Отличительной чертой рельефа Средне-Сибирского плоскогорья и нагорья Путорана является ступенчатость, которая обусловлена в основном составом горных пород, различно реагирующих на интенсивное морозное выветривание. Плоская поверхность отдельных ступеней определяется наличием бронирующих пластов интрузивных и эффузивных пород (траппов), относительно более устойчивых по отношению к выветриванию.

Плосковершинность останцов («столовые горы»), образовавшихся в результате эрозионного расчленения плоскогорья, объясняется также горизонтальным залеганием пород, которое не было нарушено при последующих поднятиях. Однако выровненные поверхности не всегда следуют напластованию стойких пород; местами они срезают пласты. Это показывает, что выработка выровненных поверхностей являлась не просто следствием структурной препарировки пород, а результатом формирования денудационных поверхностей. В общем ступенчатом рельефе представляется возможным выделить две поверхности денудации, имеющие абс. высоту $300-500$ и $500-800$ м на Средне-Сибирском плоскогорье; $500-800$ и $800-1000$ м — в предгорьях Путорана; $1000-1300$ и $1300-1600$ м — в центральной части нагорья Путорана. Денудационные поверхности формировались, по-видимому, в период от мезо-

зойского до неогенового, а возможно, даже раннечетвертичного времени.

Постепенное увеличение абсолютной высоты денудационных поверхностей по направлению к нагорью Путорана на 200—300 и даже на 500 м свидетельствует о неравномерном сводовом поднятии этой территории, которое в центральной части нагорья Путорана достигает максимальной величины. На это же указывает куполовидная форма нагорья Путорана с радиально расходящимися от центра к периферии тектоническими впадинами, а также значительная высота нагорья и глубокий врез рек.

В формировании рельефа существенное значение имели блоковые движения по крупным разломам, которые, видимо, обусловили резкую топографическую границу между горной и низменной частями территории. Вдоль разломов часто наблюдаются прямолинейные крутые уступы иногда значительной высоты. Такие тектонические уступы ограничивают нагорье Путорана на севере и западе, а также и Норильское плато (Урванцев, 1935). Прямолинейный тектонический уступ образует Средне-Сибирское плоскогорье на границе его с Западно-Сибирской низменностью. Граница последней с Енисейским кряжем, несомненно, также имеет тектоническую природу. Тектонический характер границ между Сибирской платформой и Енисейским кряжем, с одной стороны, и Западно-Сибирской низменностью — с другой, подтвержден новейшими геофизическими исследованиями. Вдоль краевых тектонически ослабленных частей Сибирской платформы и Енисейского кряжа заложилась самая крупная река Красноярского края — Енисей.

Расположение рек, впадин, занятых озерами, и горных хребтов в пределах нагорья Путорана и Средне-Сибирского плоскогорья подчинено господствующим направлениям древних разломов, впоследствии, видимо, обновленных. Преобладают северо-западные и северо-восточные направления рек и их крупных изгибов, а в западной части нагорья Путорана — широтные. В тех же направлениях вытянуты и останцовые горные гряды.

Захватившее северо-западную часть Средне-Сибирского плоскогорья оледенение оказало большое влияние на формирование рельефа. На нагорье Путорана ледники оставили свои следы почти всюду в виде свежих каров, цирков, трогов и впадин, переуглубленных и обработанных ледником, а также озерно-холмистого рельефа и конечных морен, подпруживающих озера.

На Средне-Сибирском плоскогорье останцовый структурно-денудационный и эрозионно-денудационный рельеф перекрыт ледниковыми отложениями, образующими сплошной или прерывистый покров различной мощности, значительно увеличивающийся в понижениях древнего рельефа. Местами распространен аккумулятивный ледниковый резко выраженный озерно-холмистый или конечноморенный рельеф. Отсутствие каров, цирков и трогов, наличие ледникового холмисто-озерного рельефа и плащеобразное залегание ледниковых отложений указывают на покровный тип оледенения.

Особенности петрографического состава валунов, распространенных в Западно-Сибирской и Северо-Сибирской низменностях (Нагинский, 1950), при общей значительной высоте нагорья Путорана, позволяют предполагать, что оно явилось одним из постоянных центров оледенения. Двигаясь с нагорья Путорана, ледник выносил обломочный материал в соседние понижения. Нагорье оказалось областью сноса,

а низменности и понижения — областью аккумуляции, где образовался ледниковый озерно-холмистый рельеф.

Свежесть ледниковых форм и их сохранность не везде одинаковы. Наибольшая свежесть и сохранность форм наблюдаются на нагорье Путорана: по направлению на юг и запад встречаются менее свежие, слабо сохранившиеся участки ледникового ландшафта. По сохранности и свежести ледниковых форм выделяются три зоны ледниковых ландшафтов, южные границы которых, по-видимому, являются границами соответствующих оледенений. Эти зоны в виде концентрических дуг опоясывают нагорье Путорана — предполагаемый центр оледенения, смещаясь все дальше к югу и западу.

Южная граница зоны самого свежего ледникового рельефа, в основном экзарационного, проводится по цепи конечноморенных гряд, подпруживающих озера Мелкое, Кета, Хантайское, Дюпкун, Виви и др. Вероятно, эта граница является границей распространения самого молодого четвертичного оледенения — сартанского.

Южная граница области с сохранившимся ледниковым озерно-холмистым рельефом, образованным в песках, или равнинными моренными поверхностями проходит по правобережью р. Нижней Тунгуски вдоль южного края конечноморенного рельефа (в нескольких километрах севернее ее русла). Эта граница предположительно может считаться южной границей более раннего, по сравнению с сартанским, но также позднечетвертичного оледенения — зырянского.

Граница зоны размытого ледникового рельефа, по-видимому, является южной границей среднечетвертичного (максимального) оледенения. Она проходит южнее долины р. Нижней Тунгуски в ее нижнем течении и морфологически хорошо выражена, особенно на участках развития озерно-холмистого конечноморенного ландшафта (верховья рек Бахты и Учами). Низменности (Западно-Сибирская и Северо-Сибирская) также были охвачены покровным оледенением; долинны ледники не выходили за пределы горной части территории. Таким образом, оледенение нагорья Путорана в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья почти до устья р. Подкаменной Тунгуски следует считать бесспорным. Это оледенение было покровным. На нагорье Путорана, кроме покровного, существовало молодое, горно-долинное оледенение.

Строение речных долин и характер речной сети меняются в зависимости от того, подвергалась ли территория оледенению, а также в зависимости от возраста ледникового ландшафта. В связи с этим выделяются четыре зоны, различающиеся по строению речной сети.

1. Зона молодого (сартанского) оледенения, где реки еще не успели создать эрозионный рельеф; они врезаются в плато или используют древние трог и эрозионные понижения, заполненные ледниковыми отложениями; террасы почти не развиты; эрозионный рельеф сформирован лишь в узкой приречной полосе (р. Курейка в верховьях, р. Аян и др.).

2. Зона зырянского оледенения: крупные реки прорезали рыхлый покров и частично углубились в коренные породы, не успев переработать ледниковый рельеф даже в приречной полосе. Террасы преимущественно низкие, слабо развиты. На отдельных участках наблюдается эпигенез рек (р. Курейка в нижнем течении и др.). Под ледниковыми отложениями, по-видимому, скрыт древний эрозионный рельеф с сохранившимися местами древним аллювием.

3. Зона древнего (максимального) оледенения, где хорошо сформированный эрозионный рельеф только частично скрыт под ледниковыми отложениями (долина нижнего течения р. Нижней Тунгуски). Долины представляют собой узкие каньоны, глубоко врезанные в низовьях. Пойма развита слабо; она узкая, ступенчатая и высокая (от 8 до 15 м). Низкие террасы (20—25 и 40—45 м) — аккумулятивные, хорошо выражены в рельефе; средние и высокие (55—80 и 100—300 м) — эрозионно-аккумулятивные, нередко сложены мореной или мощной толщей песков. Высокие террасы — наклонные, не имеют четко выраженной бровки, которая вследствие интенсивной солифлюкции обычно сnivelирована. Поэтому на склонах долин часто образуется единая наклонная поверхность (аккумулятивный «увал»), высота которого у бровки крупных долин достигает 35—40 м, а у закраины — 100—110 м. Эпигенез рек на отдельных участках сопровождается возможными остатками древних погребенных долин.

4. Внеледниковая зона характеризуется наиболее развитым эрозионным рельефом со зрелой разветвленной речной сетью и серией террас (реки Подкаменная Тунгуска, Ангара и др.). Долины крупных рек в нижних течениях глубоко врезаны и террасированы. В среднем течении р. Подкаменной Тунгуски Ю. П. Пармузин выделяет свыше 10 террас, которые он объединяет в четыре комплекса. Первый комплекс составляют цокольные террасы с аллювиальным покровом мощностью до 20 м; террасы характеризуются наибольшей высотой — от 80—90 до 120 м и шириной до 4 км. Второй комплекс террас составляют цокольные узкие террасы высотой 30—35 и 45—50 м, реже 60 м. Третий комплекс объединяет террасы высотой 10—12 и 25 м. Четвертый комплекс — аккумулятивные террасы высотой от 0,5 до 8 м.

В долине нижнего течения р. Ангары еще С. В. Обручев выделил восемь террас. В дальнейшем многие исследователи (С. С. Воскресенский, Э. И. Равский, Е. М. Сахарова, Ю. Г. Симонов и др.) выделили в этой долине примерно такое же число (от 9 до 11). Верхние террасы имеют высоту 140—160 м. Большинство этих террас цокольные, причем цоколи их подняты высоко над современным урезом реки. Весьма широко развиты местные (локальные) террасы вреза, а также наклонные террасы, приуроченные к выпуклым берегам меандрирующих рек (Ю. Г. Симонов). Эти же террасы, по данным И. В. Лучицкого, известны в долине р. Ангары (восточнее границ края).

Долины крупных рек, по мнению большинства исследователей, заложены в конце неогенового или начале четвертичного периода.

Таковы некоторые общие черты геоморфологии Средне-Сибирского плоскогорья. Ограничивающий его на юго-западе Енисейский кряж представляет собой структурно-денудационную возвышенность среднегорья с абс. высотами 800—1000 м, выработанную в сложнослоистых метаморфических породах, прорванных интрузиями гранитов. Дизъюнктивные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений ограничивают кряж, а в его пределах предопределили заложение основных рек. Долины в приустевых частях V-образные, в верховьях широкие, слабо углубленные. В составе аллювия, кроме обломков коренных пород, участвуют и продукты перемыва древней коры выветривания. Во многих участках аллювий обогащен золотом. Долина р. Ангары разделяет Енисейский кряж на две части.

Северная часть Енисейского кряжа приподнята (наибольшие высоты превышают 1000 м, например гора Енашиминский Полкан имеет

1104 м абс. высоты) и отчетливо выражена в рельефе в виде единой горной гряды, глубоко расчлененной реками в Приенисейской зоне. Южная часть значительно снижена (абс. высоты 500—600 м), орографически слабо выражена, сильно расчленена реками, в результате чего единство рельефа нарушено. Широко развиты поверхности выравнивания с мощной корой выветривания. Долины широкие, выположенные, врезы лишь в приустевых участках.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В пределы Красноярского края входит восточная часть Западно-Сибирской низменности, прилегающая к долине Енисея. Последняя к югу от 62° с. ш. является географическим рубежом, отделяющим низменность от Средне-Сибирского плоскогорья. К северу от 62° с. ш. низменность частично переходит и на правобережье Енисея. Поверхность низменности имеет отметки, колеблющиеся от 100 до 200 м над уровнем моря. Лишь на междуречье Дубчеса и Елогуя известны поднятия до 250—290 м абс. высоты, а в верховьях рек Сочура и Большого Каса — отдельные холмы высотой до 220 м над уровнем моря.

На юге, в верховьях рек Кемчуга, Кети и Кеми, поверхность постепенно повышается, и Западно-Сибирская низменность переходит в предгорную равнину с абс. отметками 300—400 м, узкой полосой окаймляющую отроги горных сооружений Восточного Саяна. В геологическом отношении предгорная равнина совпадает с полем выхода на поверхность юрских и нижнемеловых образований, перекрытых аллювиально-пролювиальными отложениями плиоцен-нижнечетвертичного возраста.

Западно-Сибирская низменность представляет собой обширную эрозионно-аккумулятивную равнину, созданную на протяжении четвертичного периода при активном участии морской, озерной, речной и ледниковой аккумуляции. Формирование низменности было обусловлено медленным опусканием, охватившим Западно-Сибирскую плиту в четвертичное время. Опускание происходило на фоне блокового поднятия окружающих низменность горных сооружений.

Амплитуда тектонических движений отдельных частей низменности была неодинаковой. О блоковом характере движений свидетельствует четко выраженная региональная дифференциация осадконакопления, проявляющаяся в формировании неотектонических впадин с толщей четвертичных отложений до 100—200 м и разделяющих их валов. К последним приурочены выходы меловых и третичных пород, перекрытых, как правило, лишь маломощным чехлом четвертичных отложений.

Неотектонические структуры в пределах Западно-Сибирской низменности хорошо подчеркиваются распределением гидрографической сети. Валообразные поднятия являются, как правило, водоразделами речных бассейнов второго порядка, в то время как контуры самих бассейнов совпадают с контурами неотектонических впадин.

Среди положительных кайнозойских структур в восточной части низменности выделяются: Келлог-Теульческое поднятие (Казанский, 1956), располагающееся на Дубчес-Енисейском междуречье, на продолжении структур Енисейского кряжа; Худосей-Ширтинское поднятие (Земцов и Шацкий, 1959); Тымский вал (В. А. Николаев), водораздельные поднятия Гыданского полуострова. Среди отрицательных структур крупнейшей является узкая Енисейская впадина — прогиб грабенообраз-

ного типа (Зубаков, 1956, 1957; Архипов, 1957), к которому приурочена долина Енисея в нижнем течении.

Формирование рельефа равнины проходило в тесном взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов. Северная половина низменности испытывала блоковые движения обоих знаков, благодаря чему подвергалась неоднократным ингрессиям моря. Южная часть низменности, переходная к предгорной равнине, испытывала слабые, преимущественно положительные движения.

Из экзогенных факторов наибольшую роль в формировании рельефа сыграло четырехкратное продвижение ледниковых покровов в пределах северной части низменности. Благодаря скоплению масс льда¹ внеледниковая зона низменности испытывала одновременное сильное обводнение за счет речных, озерных и талых ледниковых вод, осадки которых покрывают современные водоразделы к северу от 58° с. ш.

Каждое из оледенений (демьянское, самаровское, енисейское и зырянское) оставило в пределах низменности свой комплекс аккумулятивных образований в ледниковой и внеледниковой зонах. Благодаря тому что площадь и размеры оледенений последовательно уменьшались², в формировании четвертичных отложений и связанных с ними форм рельефа возникла отчетливая широтная зональность, которая может быть положена в основу геоморфологического районирования Западно-Сибирской низменности.

Наряду с ледниковой и внеледниковой зонами в качестве крупной самостоятельной геоморфологической единицы должна быть выделена долина р. Енисея, заложенная еще в конце третичного времени.

Рельеф ледниковой зоны формировался в результате аккумуляции материала, освободившегося в ходе таяния «мертвого» льда. По относительному возрасту рельефа и степени его сохранности ледниковая зона подразделяется на две крупные геоморфологические области: область молодой ледниково-аккумулятивной равнины зырянского оледенения и область древней ледниково-аккумулятивной равнины.

Рельеф ледниково-аккумулятивной равнины времени зырянского оледенения характеризуется молодостью и, как следствие этого, относительной резкостью форм. Речная сеть еще не успела освоить территорию. Речные долины не разработаны, имеют только пойменную террасу, продольный профиль их не выработан.

Различие условий аккумуляции материала и характер подстилающей доледниковой поверхности определили формирование нескольких типов рельефа (С. Б. Шацкий, Т. А. Руденко и др.).

Крупногрядовый аккумулятивный рельеф развит в виде узких гряд и валов, вытянутых несколькими полосами в меридиональном направлении. Гряды сложены валунными суглинками, реже песчанистым материалом (полный разрез отсутствует). Видимая мощность морены не превышает 13 м. По всей вероятности, крупногрядовый рельеф является насаженным; он возник в результате скопления морского материала перед поднятиями доледникового рельефа. Относительная высота гряд достигает 100 м, абсолютная 170 м, а превышение гряд над дном оз. Ма-

¹ В эпоху древнего и енисейского оледенений накопление льда на низменности совпадало во времени с тектоническим опусканием впадин и ингрессией моря, в эпоху самаровского (²) и зырянского оледенений — совпадало с регрессией моря.

² Древнее демьянское оледенение предположительно было наиболее крупным. Размытая морена демьянского возраста отмечалась Л. А. Рагозиным (1951) на р. Кольчим далеко к югу от границы самаровского оледенения.

ковского — 200 м. Многие геологи принимают указанные гряды (Маковско-Хетскую, Приенисейскую) за краевые (стадиальные) образования, на основании чего устанавливают две или три стадии в развитии зырянского ледникового покрова (Стрелков, 1954).

Озерно-холмистый рельеф донной морены «мертвого льда» является господствующим типом моренной равнины и характеризуется обилием мелких термокарстовых озер, разделенных холмами высотой от 15 до 50 м, сложенными валунами суглинков. Выделяются короткие ложбины стока (до 10 км) с цепочкой озер.

Слабоволнистый водно-ледниковый рельеф с абс. отметками 50—100 м представляет собой заболоченную равнину, сложенную флювиогляциальными отложениями (песками, ленточными глинами).

Рельеф древней ледниково-аккумулятивной равнины сформирован во время самаровского и енисейского (тазовского?) оледенений. В соответствии с более древним возрастом морфологический облик рельефа характеризуется сглаженностью форм, меньшей амплитудой колебаний отметок поверхности, большей эрозионной расчлененностью.

Выделяются два типа рельефа: холмисто-увалистый рельеф аккумулятивной равнины «мертвого льда», развитый на междуречьях, и пологоволнистый рельеф водно-ледниковой равнины, развитый на меньших абсолютных отметках (50—120 м абс. высоты) в понижениях. На Тазовско-Енисейском междуречье общий облик холмисто-увалистого рельефа несколько резче (моложе), на Елогуйско-Дубчесском междуречье, несмотря на его приподнятость, — мягче, сглаженнее (Мизеров, 1956). Основываясь на этом и принимая во внимание стратиграфические данные, в пределах древней ледниково-аккумулятивной равнины выделяются два морфологических комплекса, относимых к двум оледенениям (стадиям): енисейскому (тазовскому?) и более древнему — самаровскому.

С енисейским оледенением связан слабоволнистый водно-аккумулятивный рельеф в пределах Енисейской впадины и бассейна р. Елогуя, сопряженный с холмисто-моренным рельефом Тазовско-Енисейского междуречья и правобережья р. Енисея. Енисейское оледенение совпало с максимумом санчуговской ингрессии, и накопление и деградация льда проходили в весьма специфических прибрежно-морских условиях.

По представлениям ряда других исследователей (А. А. Земцов, С. Б. Шацкий, Ф. Ф. Вильсон и др.), холмисто-увалистый рельеф Тазовско-Енисейского водораздела представляет собой краевые образования материкового льда, формировавшиеся на суше.

Холмисто-увалистый рельеф приподнятой моренной равнины самаровского оледенения, развитый на Елогуйско-Дубчесском междуречье, имеет сглаженные мягкие формы (Мизеров, 1956). Высота моренных холмов здесь достигает 30—60 м. Озер значительно меньше. В речных долинах наблюдаются три надпойменные террасы (Казанский, 1956), в то время как в области енисейского оледенения не более двух (за исключением долины Енисея).

С юга этот рельеф окаймляется пологоволнистой зандровой приледниковой равниной, слабо наклоненной к югу и представляющей собой образования конусов выноса ледниковых вод. Зандровая равнина постепенно переходит в плоскую аллювиальную равнину внеледниковой зоны.

Рельеф внеледниковой зоны формировался под косвенным влиянием ледниковых покровов ниже- и среднечетвертичного времени, рост

которых определял периодическое обводнение низменности на широте между 61 и 58° с. ш. и накопление на междуречьях озерных и озерно-аллювиальных отложений. На формирование рельефа этой приледниковой полосы глубокое воздействие оказали также мерзлотно-солифлюкционные, эоловые и эрозионно-делювиальные процессы.

Южная окраина Западно-Сибирской низменности — предгорная равнина и переходная к ней полоса (58—57° с. ш.) находилась вне зоны развития приледниковых озерных бассейнов. Здесь определяющую роль в формировании рельефа сыграли аллювиально-пролювиальная аккумуляция и последующие эрозионно-делювиальные процессы. Указанная дифференциация рельефообразующих агентов, а также различия в возрасте рельефа, его расчлененности и гипсометрическом положении позволяют выделять во внеледниковой зоне две самостоятельные крупные геоморфологические области: область озерно-аллювиальной приледниковой равнины времени дьямьанского и самаровского оледенений и область древней аккумулятивной равнины, переходной к предгорной. В пределах первой области можно выделить два района (типа рельефа).

Древняя эрозионно-аккумулятивная (озерно-аллювиальная) плосковолнистая равнина времени дьямьанского оледенения развита на Чулымо-Енисейском междуречье (Ивановский, 1954; Рагозин, 1951 и др.) и на правом берегу рек Сыма и Дубчеса (Мизеров, 1956). Абсолютные отметки ее от 120 до 180—200 м. Поверхность равнины имеет густое эрозионное расчленение. Долины хорошо разработаны, как правило, асимметричны, имеют четыре надпойменные террасы.

Приледниковая аллювиально-аккумулятивная плосковолнистая равнина времени конца самаровского оледенения с абс. отметками около 100 м развита в бассейнах рек Сыма, Тыма и Каса. На севере она сочленяется с задровой равниной, на юге прислоняется (вложена) к древней озерно-аллювиальной равнине, на востоке сочленяется с IV надпойменной террасой р. Енисей. Эта равнина формировалась в условиях стока вод приледникового озерного бассейна на юго-запад в бассейн Оби, о чем свидетельствует наличие древних ложбин стока на междуречье Сыма и Кети (Мизеров, 1956; Шацкий 1955). Речные долины имеют три надпойменные террасы (Келлер, 1936; Казанский, 1956).

Эрозионно-аккумулятивная приподнятая равнина отличается наиболее древним возрастом, восходящим к самому началу раннечетвертичной эпохи, и, вероятно, синхронична поднятию Восточного Саяна. Хорошо развитые и глубоко врезанные речные долины имеют пять надпойменных террас высотой до 50—60 м (Рагозин, 1939). Слабоволнистые междуречья, сложенные меловыми и третичными породами, обладают террасированным характером и перекрыты труднорасчленяемой в фациальном отношении толщей плиоцен-четвертичных покровных образований (Нагорский, 1938; Коляго, 1953).

Долина р. Енисей является крупнейшей эрозионно-аккумулятивной формой первого порядка. Формирование долины Енисей было предопределено тектоническими причинами и началось в конце неогена. Участок долины, расположенный ниже устья р. Ангары, представляет собой продолжение Ангарской долины. Участок выше устья р. Ангары возник позже (в раннечетвертичное время) и синхроничен сводовому поднятию Восточного Саяна и формированию предгорной равнины (Зубаков, 1958).

Долина Енисея имеет весьма сложное геоморфологическое строение, что объясняется следующим. Долина находится на границе двух тектонических структур, имеющих различную амплитуду, а временами, возможно, и различный знак колебательных движений. Кроме того, долина имеет большую протяженность в меридиональном направлении, что обуславливает последовательное пересечение ею широтных палеогеографических зон, имеющих все более молодой, при движении на север, возраст ледниковых отложений. Особое влияние на строение долины оказали пересечение рекой структур Енисейского кряжа в районе Осиновских порогов и щек и приуроченность ее нижнего течения к правому борту Енисейского грабенообразного прогиба, испытывавшего двукратное глубокое опускание.

Следствием указанных особенностей тектонического и палеогеографического положения долины р. Енисея является следующее.

Своеобразный «поперечный» перекося долины, выразившийся в асимметрии ее геоморфологического строения, особенно резкой в нижнем течении, где поверхности аккумуляции плиоцен-раннечетвертичного возраста оказались по правому борту (в пределах Средне-Сибирского плоскогорья) поднятыми на высоту до 120—320 м над современным уровнем реки, а по левому борту — опущенными до отметок 20—240 м ниже уровня реки.

Уменьшение числа речных террас вниз по течению реки, особенно резко выраженное вдоль левого борта долины, где поверхности речных террас последовательно замещаются, при движении с юга на север, поверхностями озерно-аллювиальных, озерных, эстуарно-морских или ледниковых водораздельных равнин все более молодого возраста (рис. 89).

Параллельно этому замещению происходит последовательный вниз по течению переход геоморфологических уровней и соответствующих им отложений в погребенное состояние. Благодаря этому долина р. Енисея у Красноярска состоит из восьми вложенных друг в друга элементарных (пойменных) долинных комплексов, т. е. имеет семь речных террас (с поймой), а у Туруханска — только из четырех элементарных комплексов, т. е. имеет три речные террасы. Более древним речным террасам на участке среднего течения р. Енисея у Туруханска соответствуют четыре погребенных аллювиальных комплекса (свита Завального яра, туруханские слои, хахалевские — мессовские слои и тунгусско-казанцевские слои).

На Енисее имеется ряд крупных локальных речных террас, сформировавшихся в результате ледниковых подпруд во время самаровского и зырянского оледенений (Лагерная и Осиновская террасы). Эти террасы развиты лишь на отдельных участках долины, однако отличаются такой большой протяженностью, что всеми исследователями включались в число цикловых террас. Результатом этого является несоответствие в нумерации надпойменных террас нижнего и среднего течений Енисея (Зубаков, 1958).

Присутствуют также мелкие локальные речные террасы, приуроченные к antecedentным участкам долины — «террасы взрывания», по терминологии С. С. Шульца, например локальные террасы на Атамановском (Нагорский, 1941) и Осиновском (Зубаков, 1956, 1958; Эпштейн, 1957) участках.

Следует указать также на то, что развитие самой молодой речной террасы долины р. Енисея — поймы ее нижнего течения, обязанное

поздне-последледниковому колебанию уровня моря, не распространялось на участок среднего течения реки благодаря происходящему в последледниковое время поднятию Осиновского блока. Последнее обусловило создание перед Осиновским порогом Вороговского озеровидного расширения, явившегося базисом эрозии для вышележащего участка реки.

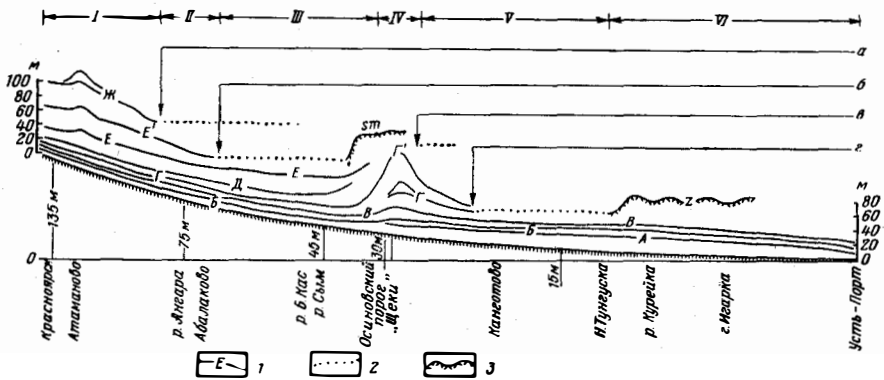


Рис. 89. Схема геоморфологического строения долины р. Енисей на участке Красноярск—Устье (продольный профиль по левому борту долины)

- Речные террасы: А — пойма нижнего течения реки, 10—20 м; Б — Имбатская (I надпойменная в нижнем течении, 18—25 м; пойма в среднем течении, 6—12 м); В — Каргинско-Ладейская (II надпойменная в нижнем течении, 22—40 м; I надпойменная в среднем течении, 10—20 м); Г — локальная Осиновская (II надпойменная в нижнем течении, 40—80 м); Д — Тунгусско-Красноярская (IV надпойменная, 50—115 м в нижнем течении; II надпойменная, 15—30 м в среднем течении); Е — Хахалевско-Безезовская (III надпойменная в среднем течении, 25—70 м); Ж — локальная Лагерная (IV надпойменная в среднем течении, 40—65 м); З — Собакинская (V надпойменная, 65—80 м); И — Торгагинская (VI надпойменная, 100—140 м)
 - Водораздельные равнины озерного и эстуарно-морского генезиса и южные границы: а — озерного бассейна времени дьямянского оледенения (Q_1^2); б — ярцевского предледникового бассейна (Q_2^2); в — эстуарного бассейна санчуговского моря (Q_3^2); г — фарковского приледникового бассейна (Q_3^4)
 - Зона ледниковых отложений самаровского времени (sm); зырянского времени (Z)
- I — участок предгорной Саянской равнины; II — участок древней озерно-аллювиальной равнины; III — участок среднетвергичной Ярцевской озерно-аллювиальной равнины; IV — участок антеедентной долины Осиновского ущелья; V — участок эстуарно-ледниковой равнины санчуговского времени; VI — участок ледниковой равнины зырянского оледенения

В пределах долины Енисей известны следующие главнейшие террасы.

1. Торгагинская терраса высотой 95—120 м. В пределах Атамановского хребта она имеет два уровня: 90—110 и 130—140 м. На широте Казачинска эта терраса, являющаяся VI надпойменной для среднего течения реки, сливается с поверхностью водораздельной равнины, сложенной озерно-аллювиальными осадками пентелевской свиты. Широко распространена. Сложена мощной толщей суглинков и песков. Некоторые авторы (В. В. Фениксова, С. П. Горшков и др.) выделяют еще более высокие террасы — до 220 м над уровнем Енисей. Однако, по более распространенному мнению, эти «террасы» являются поверхностями выравнивания древней аллювиально-пролювиальной предгорной равнины.

2. Собакинская (V надпойменная) терраса высотой от 65 до 80 м. У г. Красноярск — докольная, ниже имеет толщу аллювия до 47 м. На широте г. Енисейска поверхность ее сливается (перекрывается) с уровнем озерно-аллювиальной равнины, сложенной осадками приледникового озера времени максимума самаровского оледенения.

3. Лагерная (по Нагорскому, 1937), атамановская (по В. В. Фениксовой и С. П. Горшкову) IV надпойменная терраса высотой от 37—40 м в Усть-Каменском понижении до 55—65 м в Атамановском хребте. Широко распространена. На широте

р. Бол. Каса замещается аллювиально-зандровой равниной времени деградации самаровского ледникового покрова.

4. Березовская (III надпойменная) терраса, ниже устья р. Каса именуется Хахалевской.

Высота ее увеличивается от 25—30 м у Красноярска до 50—75 м близ устья р. Хахалевки. Выклинивается у Осиновских «щек». В пределах Енисейской впадины ей соответствует погребенный комплекс с хахалевско-мессовскими слоями.

5. Красноярская терраса в нижнем течении называется Тунгусской; в среднем течении является II надпойменной (по М. П. Нагорскому — III надпойменной), в нижнем течении IV надпойменной. Высота повышается от 16—20 м у Красноярска до 40—55 м у г. Верхнеимбатска; в пределах Осиновского поднятия достигает 100—115 м. Ниже р. Елогуя по левому борту долины погребена под фарковскими перигляциальными слоями.

6. Осиновская — местная терраса, развитая в нижнем течении реки, где считается III надпойменной. Высота колеблется от 40 до 70—80 м. В пределах Енисейской впадины замещается фарковскими слоями.

7. Ладейская терраса в пределах Енисейской впадины известна под названием Сургутинской, в низовьях Енисея — Каргинской. В среднем течении является I надпойменной, в нижнем — II надпойменной. Высота возрастает от 12 м у г. Красноярска до 30—40 м у г. Игарки и снижается до 22 м ниже г. Дудинки.

8. Имбатская терраса. В среднем течении является пойменной, в нижнем — I надпойменной. Высота ее возрастает от 6—8 м у г. Красноярска до 25 м у г. Игарки и снова снижается до 10—12 м ниже Усть-Енисейского порта.

9. Пойменная терраса нижнего течения реки высотой от 5—6 м в низовьях до 17—19 м у г. Игарки. Развита вверх по течению до Осиновского порога.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Геоморфологических исследований и работ в пределах восточной части Саяно-Алтайской горной области почти не имеется, если не считать монографии Я. С. Эдельштейна «Геоморфологический очерк Минусинского края» и незначительных глав в работах, посвященных геологическому строению различных районов. Лишь в последнее время начали появляться статьи, освещающие в какой-то мере геоморфологию некоторых районов этой области. Среди них необходимо упомянуть работы С. В. Обручева по Восточным Саянам, Е. М. Щербаковой по Восточным Саянам и Южно-Минусинской котловине, А. Р. Бурачек и С. Г. Мирчинка по Кузнецкому Алатау, а также В. С. Суворовой по Средне- и Северо-Минусинским котловинам с горными обрамлениями.

Рассматриваемая территория восточной части Саяно-Алтайской горной области ограничена координатами $52^{\circ} 30' - 56^{\circ}$ с. ш. и $88^{\circ} - 92^{\circ} 30'$ в. д. Она располагается в пределах южной части Красноярского края и Хакасской автономной области. Сюда входит система межгорных котловин, ранее известных в литературе под сборным названием «Минусинская котловина». С юга на север выделяются Южно-Минусинская, Сыдо-Ербинская, Средне-Минусинская (Чебаковско-Балахтинская, или Чулымо-Енисейская) и Северо-Минусинская (Назаровская) котловины, расположенные между хребтами Кузнецким Алатау и Восточным Саяном. Котловины разделены широтными отрогами этих хребтов: Батеневским, Солгонским и Аргинским краями. С юга эти котловины ограничены склонами Западного Саяна.

Описываемый район орошается реками Енисеем, Абаканом, Чулымом, Кией и их многочисленными притоками.

Поверхность межгорных котловин представляет собой обширные значительно расчлененные лесостепные и степные равнины. Их обрамляют залесенные горные хребты.

Кузнецкий Алатау в виде системы низкогорных и среднегорных массивов вытянулся в меридиональном направлении на западе района, под-

черкивая господствующие простирания слагающих его пород. Абсолютные высоты его уплощенных водоразделов достигают 900—1800 м. Отмечается постепенное нарастание высот по направлению к осевой части хребта, со смещением к югу. Таким образом, поверхность водоразделов Кузнецкого Алатау как бы наклонена в сторону котловин и к северу и обрывается к ним резким уступом, высота которого местами (район рудника Коммунар) достигает 400 м. Радиальной системой рек хребет рассечен на глубину от 300 до 500—800 м. Всеми исследователями отмечается характерный резкий контраст плоских водоразделов с глубокими долинами рек. Верховья же речных долин становятся широкими и несут черты сухлости.

К юго-западной части описываемой территории приурочены максимальные высоты хребта; так, на высоте 1400 м появляются гольцы с редкими карами, мелкими каровыми озерами и многочисленными нишами нивации. Каровые цирки заканчиваются небольшими ригелями, высота которых не превышает 3—5 м. Склоны у подножия цирков осложнены солифлюкционными террасами. Иногда ниже каров по долинам прослеживаются плохо сохранившиеся тропы глубиной не более 300 м.

Западный Саян (точнее, его северный склон, находящийся в пределах Красноярского края) представлен рядом широтно вытянутых средне- и низкогорных хребтов. Абсолютные высоты их увеличиваются с севера на юг от 1000 до 1800 м. Как и в Кузнецком Алатау, наблюдается выположенность водоразделов и резкий контраст их с глубокими скалистыми долинами рек. Водораздельные части таких хребтов, как Джойский, Брус, Джебашский, по формам рельефа приближаются к «альпийским». Они сохранились в виде останцов на общей выположенной поверхности северного склона Западного Саяна.

Необходимо особо отметить антецедентный характер долины р. Енисей, так называемой «Енисейской трубы», прорезающей хребты Западного Саяна. Боковые притоки и глубокие лога, открывающиеся к теснине Енисея, висячие. Реки срываются водопадами. Высота устьевых уступов увеличивается по направлению к осевой части хребта. Осевая часть хребта с преобладанием высокогорных «альпийских» и гольцовых форм рельефа и со следами двукратного оледенения в описываемый район не входит.

В долине р. Енисей, в приустьевых частях его притоков, сохранились обрывки V надпойменной 100-метровой террасы. В основании аллювия отмечается толща валунника, которая некоторыми исследователями рассматривается как перемытая морена.

Западный Саян крутым уступом высотой до 500 м обрывается в сторону Южно-Минусинской котловины.

Восточный Саян в Красноярский край заходит лишь своими западными отрогами. Это среднегорные и низкогорные резко расчлененные массивы. Выположенные водоразделы плавно поднимаются к востоку от 600—800 до 1500 м. Узкие долины рек врезаются в них на глубину от 300 до 500—700 м.

Долины наиболее крупных рек — Кизира, Кызыра, Сисима и др. — состоят как бы из отдельных разнородных участков. Одни участки хорошо разработаны, и здесь присутствует комплекс аккумулятивных (I, II, III и IV надпойменных) террас. Такие участки долины резко, как правило, после крутого поворота могут смениться узкой тесниной, где река прокладывает русло в коренных породах, изобилуя порогами и

перекатами. На продолжении участка долины с комплексом террас нередко прослеживается широкая, в настоящее время сухая ложбина. Днище последней выполнено аллювиальным материалом. В основании аллювия высоких террас отмечается присутствие валунного материала. Некоторые долины имеют троговую форму.

Горные массивы Восточного Саяна не обрываются круто в сторону межгорных котловин, за исключением отдельных участков (уступ вдоль южного склона Беллыкского Белогорья в сторону Сыдо-Ербинской котловины). Они заходят в котловины отдельными массивами. На востоке на абс. высоте 1400—1500 м появляются гольцы с характерными формами, описанными для гольцов Кузнецкого Алатау.

Батеневский кряж представляет собой широтный отрог Беллыкского Белогорья Восточных Саян, отделяющий Южно-Минусинскую котловину от Средне-Минусинской. Внутри восточной, более погруженной части кряжа располагается небольшая Сыдо-Ербинская котловина.

Батеневский кряж образован системой островерхий, часто скалистых гряд и холмов, подчеркивающих простирающиеся слагающих пород. Абсолютные высоты водоразделов значительно уступают высотам Кузнецкого Алатау и Саян, достигая в редких случаях 1100 м при относительных превышениях от 150 до 400 м. Батеневский кряж пересекается узким антецедентным участком долины р. Енисея.

С севера и юга кряж ограничен четкими уступами. Высота уступа на севере достигает 300 м. Вдоль северного подножия Батеневского кряжа вытянулась система прямолинейных древних ложбин стока: Бей-Булуцкая и Тарчинская.

Солгонский и Аргинский кряжи по формам рельефа очень сходны между собой. Это низкогорные хребты, вытянутые в широтном направлении. Осевая часть их занята цепью холмов, обрамленных с юга и севера рядом асимметричных грив, совпадающих с простирающимися слагающих пород. Высоты водоразделов постепенно снижаются с востока на запад, у Солгонского кряжа от 850 до 400—450 м, у Аргинского кряжа от 600—700 до 400 м. Оба кряжа расчленены многочисленными речками и ручьями, образующими радиальную сеть со смещенной к югу водораздельной линией. Солгон и Арга пересекаются р. Чулымом, образующей в их пределах антецедентные участки долины.

Во всех горных районах покровные четвертичные отложения слабо развиты и представлены в основном элювиально-делювиальными образованиями.

Переход от горных обрамлений к расчлененным равнинам межгорных котловин выражается чрезвычайно резкой сменой характера рельефа. Кроме того, этот переход подчеркивается изменениями особенностей гидросети и присутствием значительного гипсометрического уступа. Рельеф межгорных котловин развивается на среднепалеозойских сильно уплотненных породах, смятых в пологие складки.

Северо-Минусинская (Назаровская) котловина по рельефу может быть разделена на две части: северную — равнинную и южную — холмисто-куэстовую.

Северная часть Северо-Минусинской котловины названа по орошающим ее рекам Кийско-Урюпско-Сережской предгорной равниной, слегка наклоненной в сторону Аргинского кряжа. Невысокие (280—320 м абс. высоты) плоские водоразделы, перекрытые сплошным чехлом четвертичных отложений, расчленены густой сетью балок и оврагов. Наиболее крупные реки врезались в Кийско-Урюпскую равнину на 40—

60 м. Они создали обширные, нередко заболоченные долины с комплексом аккумулятивных террас. Черты дряхлости долин рек Чулыма, Сережа, Березовки и Урюпа обусловлены молодыми поднятиями Аргинского кряжа, создающими как бы подпруды для них. В пределах предгорной равнины сохранились остатки древней гидрографической сети, местами выраженной в рельефе долинообразными понижениями (районы с. Сокса, лога Лиственничного, сел Малиновки и Скоробогатого).

Южная половина Северо-Минусинской котловины отличается мозаичным рельефом, состоящим из чередования котловин и холмистых массивов. Последние разделены цепями куэст и гряд, тянущихся на десятки километров в северо-западном и северо-восточном направлениях. Куэсты и гряды высотой до 550—600 м совпадают с выходами моноклинально залегающих плотных пород, почти лишены четвертичных образований и расчленены до глубины 160—180 м.

У подножия куэст и гряд, повторяя их контуры, располагаются обширные межкуэстовые понижения. Между котловинами и холмистыми массивами местами сохранились участки предгорной аллювиально-пролювиальной равнины в виде плоских увалов абс. высотой до 400—450 м. Вершины увалов увенчаны нашлепками рыхлых древнечетвертичных отложений.

Крупные озера Кедровое и Белое связаны с системой сухих межкуэстовых ложбин, в значительной степени используемых современными реками.

Средне-Минусинская котловина по рельефу весьма сходна с Северо-Минусинской. Она также подразделяется на северную, точнее северо-восточную, лесостепную равнину и южную холмисто-куэстовую степную часть.

На севере между Солгонским кряжем и широтным отрезком р. Чулыма (от с. Сютик до с. Балахта) расстилается волнистая лесостепная равнина, наклоненная к юго-востоку. Абсолютные высоты ее водоразделов снижаются с запада на восток от 600 до 300—280 м. Одновременно уменьшается глубина вреза широких болотистых долин рек и плоских балок. В этом же направлении увеличивается мощность чехла рыхлых четвертичных отложений и общая заболоченность водоразделов.

Для южной и западной частей Средне-Минусинской котловины, как и Северо-Минусинской, характерен мозаичный рельеф с цепями куэст и гряд северо-восточного и северо-западного направлений, разделяющими чередующиеся холмистые массивы и озерные котловины. Южная часть Средне-Минусинской котловины наклонена с юго-запада на северо-восток.

Абсолютные высоты водоразделов изменяются от 850—750 до 450 м. Глубина вреза долин и логов достигает 180—200 м. Небольшие реки отсутствуют почти совершенно. Лишь кое-где видны долинки пересыхающих водотоков. Зато широко распространены крупные межкуэстовые ложбины, местами выполненные древними аллювиальными отложениями, и только такие крупные реки, как Черный и Белый Июс, Чулым и Енисей, пересекают южную часть Средне-Минусинской котловины, не считаясь с простирающимися цепями куэст и гряд. В холмистых массивах эти реки выработали узкие прямолинейные долины антецедентного характера. На остальной территории они разработали широкие (до 10 км) долины с комплексом аккумулятивных террас. Там, где долины рек приближаются к горным обрамлениям, террасы становятся цоколь-

ными. Многочисленные соленые и пресные озера располагаются либо в широких межуэстовых ложбинах, либо в центре мелких котловин. Необходимо отметить отсутствие сплошного чехла рыхлых четвертичных отложений и ввиду этого прекрасную обнаженность осадочных пород девонского и каменноугольного возраста.

Сыдо-Ербинская и Южно-Минусинская котловины по формам рельефа чрезвычайно сходны между собой. Они отличаются мозаичным характером рельефа, состоящим из чередования котловин и холмистых массивов, окруженных куэстами и грядами. Направление последних весьма не выдержано и соответствует крыльям антиклинальных и синклинальных складок.

Поверхность водоразделов котловин наклонена на восток. Абсолютные высоты их изменяются от 850—900 до 400—450 м в Южно-Минусинской и от 600—650 до 450—500 м в Сыдо-Ербинской котловинах. Глубина вреза долин достигает 180—200 м.

Крупные реки — Енисей, Абакан, Туба, Сыда и др. — разработали широкие долины с комплексом эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас. В массивах коренных пород эти реки выработали узкие antecedентные долины, нередко с висячими уступами притоков и оврагов.

В Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской котловинах наряду с вышеотмеченными типами рельефа широко распространены обширные выровненные водораздельные пространства, развивающиеся на мощных озерно-аллювиальных древнечетвертичных отложениях. Абсолютные высоты их колеблются от 360 до 450 м. Нередко они заняты бугристыми песками, заросшими в большинстве случаев сосновыми борами.

В предгорьях Западного Саяна появляется сравнительно узкая (до 10 км) полоса предгорной равнины с распространенными на ней аллювиально-пролювиальными грубообломочными породами. Абсолютные высоты не превышают 500—600 м.

В Южно-Минусинской и Сыдо-Ербинской котловинах сохранились следы не только древних озеровидных расширений, но и древней гидросети. Так, в районе Койбальской степи прослеживается древнее русло Енисея, выполненное галечниками. Поверхность этого русла сливается со II террасой рек Енисея и Абакана.

Анализ рельефа рассматриваемого района позволяет сделать ряд выводов о тесной связи его с геологическим строением и тектоникой. Обращает на себя внимание различие ландшафтов межгорных котловин и их горных обрамлений. Это различие обусловливается характером складчатости и литологии пород, на которых развивается тот или иной рельеф, гипсометрическими уровнями водоразделов, энергией вреза гидросети, формами рельефа и мощностью четвертичных отложений.

Геологическое строение юга Красноярского края позволяет сделать вывод о том, что равнинные пространства межгорных котловин в общих чертах совпадают с их тектоническими контурами. Горные ландшафты складчатых обрамлений: Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саянов, Батеневского, Солгонского и Аргинского кражей — соответствуют одноименным антиклинориям или крупным антиклинальным поднятиям. Границы между поднятиями и котловинами проходят по региональным разрывам. Они отражаются в рельефе в виде денудационно-тектонических уступов, цепи прямолинейных или современных долин и

коленаобразных поворотов рек, стекающих с гор. Лишь на востоке межгорных котловин эти признаки отсутствуют, хотя резкая разница в формах рельефа сохраняется. Это, видимо, объясняется существованием надвига на границе Восточного Саяна и Минусинских межгорных впадин. Таким образом, крупнейшие орографические поднятия и понижения рассматриваемого района совпадают с тектоническими.

Рельеф горных сооружений не отражает их внутреннего строения. Лишь в общих чертах направления хребтов совпадают с господствующими простираниями слагающих пород. Что касается рельефа равнинных пространств межгорных котловин, то здесь картина совершенно иная. Куэстово-грядовый рельеф создает как бы «рельефный каркас», отражающий сложную тектонику палеозойского фундамента. Так как куэсты и гряды развиваются на моноклинально падающих пластах при вполне определенных условиях, то можно говорить о том, что куэсты подчеркивают линии структурных перегибов на крыльях синклинальных и антиклинальных складок, а гряды отражают осложняющие их флексуобразные изгибы. Нередко наблюдается переход гряд по простиранию в резкий денудационно-тектонический уступ (в районе с. Костино, по восточному берегу оз. Итколь и т. д.) или прямолинейный участок речной долины, т. е. переход флексуры в разлом.

Куэсты и гряды оконтуривают либо котловины, выполненные нижекаменноугольными или пермскими отложениями, либо холмисто-увалистые и даже низкогорные массивы, сложенные девонскими породами.

Тем самым «рельефный каркас» куэстово-грядового рельефа отражает мелкоблоковую структуру палеозойского фундамента межгорных котловин. Эти блоки испытывают, видимо, неравномерные движения относительно друг друга, о чем свидетельствуют разные уровни среза коренных пород, участвующих в их строении. Иногда это также подчеркивается разными гипсометрическими уровнями озер, расположенных в разновозрастных толщах (уровень оз. Итколь на 100 м выше уровня оз. Шира).

В Северо-Минусинских котловинах равнинные пространства лесостепей соответствуют полям распространения рыхлых мезозойских пород, перекрытых чехлом четвертичных отложений. Тем самым они как бы указывают на наиболее погруженные части фундамента названных котловин. В Южно-Минусинской и Сыдо-Ербинской котловинах выровненные участки рельефа развиваются на мощных толщах рыхлых четвертичных отложений, причем весьма часты (особенно на правобережье Енисея) случаи обращенного рельефа.

О характере отражения в рельефе тектонических особенностей юга Красноярского края можно сделать следующие выводы.

Неравномерные поднятия, выражающиеся в рельефе, обусловлены дифференцированными движениями разбитого на блоки фундамента. В большей части котловин эрозией отпрепарированы все виды геологических структур палеозойского комплекса пород. Таким образом, рельеф рассматриваемого района для большей его части является прямым для макро-, мезо- и микроформ, и поэтому геоморфологический анализ рельефа может служить одним из опорных методов при геологическом картировании.

Для рассматриваемой выше группы межгорных котловин и их горного обрамления по гипсометрическим формам, особенностям развития гидросети, типу четвертичных отложений и их возрасту можно дать общую классификацию форм рельефа, представленную в табл. 16.

Классификация форм рельефа

Группы типов рельефа	Тип рельефа	Колебание высот, м		Структурно-литологические условия	Факторы рельефообразования		Возраст
		Абсолютное	Относительное		Эндогенные	Экзогенные	
Эрозионно-тектоническая	Среднегорный гольцовый рельеф с единичными карами	1800—1400	Свыше 500	Складчатые структуры сильнометаморфизованных пород нижнего палеозоя	Интенсивные дифференцированные поднятия с неогенового периода		
	Среднегорный резко расчлененный рельеф	1400—1000	500—100				
	Низкогорный рельеф	900—500	500—200				
Эрозионно-денудационная	Куэстово-грядовый рельеф	850—500	200—160	Складчатые структуры в осадочных толщах среднего и верхнего палеозоя	Относительно замедленные дифференцированные поднятия	Эрозия и денудация	N—Q
	Холмисто-увалистый рельеф	800—450	200—100				
	Плоскоравнинный рельеф приозерных котловин	480—400	30—5				
	Равнинный рельеф обширных межкуэстовых понижений	500—400	50—15				
Аккумулятивно-денудационная	Выровненный пологохолмистый рельеф предгорной равнины	600—280	120—10	Структурно-литологические условия различны	Прерывистые относительно замедленные дифференцированные поднятия	Эрозия и аккумуляция	Q ₁ ?
	Плоский рельеф остаточных поверхностей древних озерных расширений	450—360	40—60				Q ₁ —Q ₃
Эрозионно-аккумулятивная	V надпойменная терраса		100—110				Q ₁₋₂
	IV надпойменная терраса		60—70				Q ₂
	III надпойменная терраса		40—30				Q ₃
	II надпойменная терраса		15—20				Q ₄
	I надпойменная терраса		6—12				
	Пойма		1,5—6				

ОБЩАЯ СВОДКА

Как уже указывалось выше, основные элементы современного рельефа Красноярского края заложены с начала мезозойской эры. В пределах позднедокембрийских и палеозойских складчатых сооружений южной части края горы уже существовали, и в палеозое они явились источником обломочного материала для осадочных толщ верхнего палеозоя, выполнявших межгорные впадины.

Однако на всей остальной, большей части территории Красноярского края характер рельефа в конце палеозойской эры коренным образом отличался от ныне существующего. На месте Сибирской платформы, Усть-Енисейской и Хатангской впадин и Таймырской геосинклинали расстилались аккумулятивные, по-видимому, в основном озерно-аллювиальные равнины с широко развитыми процессами угленакпления, периодически на севере затоплявшиеся морем. Здесь шло образование огромных масс терригенных осадков, источником которых были, надо полагать, высокие горные хребты, располагавшиеся внутри Западно-Сибирской низменности и в Карском море (Воронов, 1957). Горы, судя по составу конгломератов на Таймыре и в Норильском районе, были сложены позднедокембрийскими или палеозойскими терригенными породами, кислыми и основными эффузивами и кислыми интрузивами.

На границе палеозойской и мезозойской эр в связи с начавшимися поднятиями произошла коренная перестройка рельефа. Исчезли пермские аккумулятивные равнины и на их месте в раннетриасовое время в западной части Сибирской платформы и во впадинах Таймыра стали формироваться вулканические плато, которые, судя по малой степени их денудации, очевидно, никогда не были особенно высокими. Внутри Западно-Сибирской низменности сохранялись остаточные горы, снос с которых направлялся в лагуны и дельты на месте Усть-Енисейской впадины, а возможно, и в некоторые другие, заложившиеся в пределах низменности или унаследованные с палеозоя впадины. Здесь формировались озерно-аллювиальные равнины.

Таймыр в течение всего триасового периода оставался горной страной и, судя по обилию трапповых конгломератов в триасе Фадью-Кудинской межгорной впадины (Черепанов, 1957), был достаточно высоким и сильно расчлененным. Горы южной части Красноярского края в триасовом периоде вряд ли были высокими, но надо оговориться, что о средне- и поздне-триасовой эпохах данных еще слишком мало.

К началу юрского периода рельеф был значительно обновлен. Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Енисейский кряж, а возможно, и другие горные системы южной части Красноярского края стали настоящими горными хребтами, у подножия которых в предгорных впадинах началось формирование озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин. Большую роль, особенно на первых этапах развития этих равнин, играл вынос крупнообломочного материала, вероятно, пролювиального происхождения. Все большее развитие аккумулятивные равнины получают внутри Западно-Сибирской низменности, несмотря на существование здесь (возможно, мелового периода) остаточных возвышенностей, служивших дополнительным источником сноса для озерно-аллювиальных толщ в южной и средней частях низменности и для морских отложений Усть-Енисейской впадины (Сакс и Ронкина, 1957).

На месте Средне-Сибирского плоскогорья появилось довольно расчлененное плато, с которого сносились гальки траппов и титанистые

минералы, являвшиеся продуктами разрушения траппов, а на востоке также минералы докембрийского комплекса Анабарского массива (Сакс и Ронкина, 1958). К концу раннеюрской эпохи поверхность этого плато оказалась уже в известной степени сглаженной. Северо-Сибирская низменность была занята морем на востоке Хатангской впадины с начала раннеюрской эпохи, в остальных частях — с середины эпохи. Таймыр представлял собой, вероятно, сравнительно невысокие горы, где размывались в основном пермские терригенные толщи с силами траппов.

На протяжении среднеюрской эпохи аккумулятивные равнины, все еще заполнявшиеся в основном озерно-аллювиальными осадками, распространялись почти на всю площадь Западно-Сибирской низменности. На северо-востоке низменности морской режим чередовался с прибрежно-лагунным. Основной поток наносов шел, как полагает Е. В. Шумилова (1956), с южного и юго-восточного обрамлений низменности, где размывались осадочные палеозойские толщи и интродуцировавшие их гранитоиды и в меньшей степени метаморфические породы. Судя по большому количеству терригенного материала, выносимого на низменность, размыв в областях сноса был достаточно интенсивным и, следовательно, рельеф был расчлененным. На это, в частности, указывает К. В. Боголепов (1958) для Енисейского кряжа. Однако горы даже в пределах Алтае-Саянской области в течение среднеюрской эпохи вряд ли были высокими, о чем свидетельствует то обстоятельство, что в предгорных и межгорных впадинах к этому времени приурочено образование наиболее тонкозернистых, насыщенных углями толщ (Кузнецкий, Канский, Иркутский бассейны).

Плато в северной части Сибирской платформы в начале среднеюрской эпохи было приподнято, несколько усилился размыв докембрийских толщ Анабарского массива и траппов. Стал подниматься Таймыр, на периферии которого начали формироваться мощные толщи песчаников.

С начала позднеюрской эпохи в Западно-Сибирской низменности устанавливается морской режим; одновременно области сноса, окружающие низменность, испытывают, по-видимому, незначительный подъем. Об этом свидетельствуют слабая степень разрушенности минералов (Казанский, 1958), а также прекращение угленакпления к концу средней юры во многих межгорных и предгорных впадинах (Лебедев, 1958). Однако вынос в зоны аккумуляции преимущественно тонкозернистого материала дает основание считать, что в течение позднеюрской эпохи в Западной Сибири существовали лишь сравнительно невысокие возвышенности.

Более заметное обновление рельефа в позднеюрскую эпоху произошло в средней части Сибири. На месте лавового поля Сибирской платформы и Анабарского докембрийского массива появились расчлененные плато, продукты разрушения которых с кимериджского века особенно интенсивно выносились в Хатангскую впадину. Одновременно был поднят Таймыр, представлявший собой в позднеюрскую эпоху, вероятно, архипелаг гористых островов, где наряду с траппами размывались интрузии гранитоидов и метаморфические сланцы.

В Западно-Сибирской низменности море продолжало существовать и в начале мелового периода, лишь несколько сократив, главным образом на востоке, свои границы. На периферии низменности по-прежнему высоких гор не было, но заметно возросший с позднеюрской эпохи, по данным Ф. С. Бузулуцкова и др. (1957), вынос в южную и восточную

части низменности минералов метаморфических пород (эпидот и др.) указывает на вскрытие уже на больших площадях протерозойских толщ, скорее всего, в пределах Восточного Саяна.

Северная часть Сибирской платформы была снова приподнята, усилился размыв плато на месте лавового поля и Анабарского докембрийского массива. С начала мелового периода горы Таймырского полуострова стали более высокими, резко возрос размыв обнажившихся уже на значительной территории эпидотсодержащих метаморфических сланцев верхнего протерозоя.

Со второй половины неокома (готерив — баррем) в Сибири повсеместно происходит регрессия моря, сопровождающаяся широким развитием прибрежных лагунно-дельтовых и озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин. В готерив — барреме в расположенные на юге низменности обширные лагуны, а в последующем — в апте, альбе и сеномане — в морские бассейны и граничившие с ними на востоке озерно-аллювиальные равнины обломочный материал поступал с гор Северного Казахстана, Восточного Саяна, Енисейского кряжа. Особенно велика, по-видимому, была роль Восточного Саяна, где в условиях высокой горной страны размывались метаморфические толщи верхнего, а с апт — альба и нижнего (амфиболитовая фация) протерозоя. О масштабах размыва горного обрамления Западно-Сибирской низменности можно судить по тому, что в низменности отложилась толща осадков мощностью до 1—1,5 км. При этих обстоятельствах области сноса должны быть снижены по крайней мере на 2 км. Между тем искать источники сноса южнее Восточного Саяна нельзя, так как с южных склонов Казахского нагорья и Алтае-Саянской области обломочный материал сносился уже к югу — во впадины Южного Казахстана и Монголии.

Размыв Приенисейской зоны сочетался с интенсивным химическим выветриванием, что создало предпосылки для формирования в конце раннемеловой эпохи залежей бокситов вдоль восточного борта Западно-Сибирской низменности.

Горы Таймырского полуострова были вновь значительно приподняты, и сносимый с них обломочный материал заполнял аккумулятивные равнины, занимавшие Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины, а также большую часть современного Карского моря. Размывались в основном эпидотсодержащие метаморфические толщи верхнего протерозоя, к продуктам разрушения которых с конца раннемеловой эпохи добавляется материал нижнепротерозойских амфиболовых гнейсов, вскрывшихся вследствие интенсивного размыва на своде Таймырского антиклинория (Сакс и Ронкина, 1957). Сибирская платформа, напротив, с конца неокома превратилась в низменную денудационную равнину, с которой, по-видимому, сносилось только тонкодисперсное вещество, в частности бейделлит, образовавшийся за счет разрушения траппов, присутствующий всюду в угленосных толщах на периферии платформы.

Позднемеловая эпоха в Западной Сибири ознаменовалась обновлением рельефа в областях сноса, благодаря чему по периферии низменности формируются грубообломочные образования. Усиливается размыв Восточного Саяна, где все в больших масштабах размываются амфиболовые породы нижнего протерозоя и архея Енисейского кряжа северной части Сибирской платформы, снова превратившейся в расчлененное плато. Таймыр был еще более приподнят, уже на большой площади обнажились амфиболовые гнейсы нижнего протерозоя, гальки с Таймыра выносились далеко в Усть-Енисейскую впадину. Конгломераты, особенно

в туронское и коньякское время, формировались и у северного края лавового поля Сибирской платформы.

Размыв сопровождался интенсивным химическим выветриванием, приведшим к выносу в Западно-Сибирскую низменность больших масс железа (в туроне — сантоне). В конце позднемиоценовой эпохи, вероятно, в связи с некоторым сглаживанием рельефа широко проявились процессы каолинизации. Все же рельеф обрамления низменности, по данным К. В. Боголепова (1958), оставался расчлененным.

Палеогеновый и неогеновый периоды, судя по ограниченному развитию третичных осадков на территории Красноярского края, являлись временем постепенного ослабления денудации горных областей и сокращения выноса из них обломочного материала. Соответственно широкое распространение получила кора выветривания. По мнению В. П. Казаринова (1958), в олигоцене произошло некоторое, по-видимому, все же слабое обновление рельефа горного обрамления Западно-Сибирской низменности. Енисейский кряж, как указывает К. В. Боголепов (1958), характеризовавшийся еще в эоцене расчлененным рельефом, в дальнейшем, в олигоцене и миоцене, был выровнен. При этом пока процессы сноса в Енисейском кряже шли интенсивно, сопровождаясь одновременно глубоким химическим выветриванием горных пород, существовали предпосылки для выноса больших количеств глинозема и устойчивых минералов и образования месторождений бокситов, а также россыпей ценных минералов.

По-видимому, в целом для палеогена и неогена на рассматриваемой территории характерны низкогорный, иногда же пологохолмистый слабо расчлененный рельеф на месте современных горных сооружений, низкие денудационные равнины в пределах Средне-Сибирского плоскогорья, низменные равнины с чередованием слабо выраженных процессов аккумуляции и денудации в восточной части Западно-Сибирской низменности и в Северо-Сибирской низменности.

Во второй половине неогенового периода, скорее всего в плиоцене, начались поднятия гор южной части Красноярского края, Средне-Сибирского плоскогорья и Таймыра. Следует думать, что одновременно началась и аккумуляция преимущественно озерно-аллювиальных отложений в низменностях. Однако накопившиеся осадки почти не сохранились, так как перед началом четвертичного периода и в его первой половине поднятия распространились не только на современные горные районы Красноярского края, но и на низменности, в которых процессы денудации стали преобладать над процессами аккумуляции. В результате всюду на севере края, в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности, в Северо-Сибирской низменности, даже в небольших впадинах внутри Средне-Сибирского плоскогорья, гор Бырранга и на северном Таймыре на палеозойские и мезозойские толщи непосредственно налегают верхнечетвертичные слои. Лишь местами сохранилась морена среднечетвертичного оледенения, которое в северной части края образовало сплошной покров, однако чаще вместо нее встречаются перемытые валунно-галечниковые накопления, сформировавшиеся тоже, по-видимому, в начале позднечетвертичной эпохи.

В выработанную в конце плиоцена — первой половине четвертичного периода денудационную поверхность равнин глубоко (на 100—150 м) врезаны ныне погребенные узкие каньонообразные долины Енисея, Котуя и, вероятно, многих других рек. Такой период особенно глубокого врезания речной сети в поверхность равнин отвечал, очевидно,

значительному (на 300—400 м относительно современного положения) понижению базиса эрозии и соответственно сопровождался почти полным осушением материковой отмели омывающих берега Красноярского края арктических морей. Однако подобные условия существовали очень недолго — иначе речные долины, заложенные в сравнительно рыхлых мезозойских породах, были бы значительно расширены и выположены. Процесс переуглубления гидрографической сети распространился бы и в горные области, а также в южную часть Западно-Сибирской низменности, чего не наблюдается. По-видимому, на протяжении большей части плиоценовой, а также ранне- и среднечетвертичной эпох береговая линия моря все же располагалась значительно севернее своего современного положения, благодаря чему в пределах существующей на наши дни материка и могли всюду преобладать процессы денудации.

В южной части Западной Сибири ввиду удаленности базиса эрозии вынос обломочного материала к морю не мог осуществляться в полной мере. Здесь на предгорных равнинах формировались в плиоцене аллювиально-делювиальные существенно глинистые осадки, позднее в связи с продолжающимся поднятием горного обрамления сменившиеся галечниками. Это обстоятельство указывает, насколько важную роль в создании современного рельефа горных районов Красноярского края играли, наряду с четвертичными, также плиоценовые поднятия. В плиоцене были выработаны наиболее высокие террасовые комплексы на Енисее, Ангаре, Нижней Тунгуске (Воскресенский, 1957; Малиновский, 1957; Равский и др., 1957).

На протяжении всего четвертичного периода и, судя по имеющимся данным, вплоть до настоящего времени продолжается интенсивное поднятие гор Алтае-Саянской области, нагорья Путорана, гор Бырранга. Вертикальные движения сопровождались разломами, частью ограничивающимися поднимающиеся участки земной коры, частью располагающиеся радиально и в этом случае используемые реками и ледниками. Последние в ослабленных зонах, особенно в пределах нагорья Путорана, вырабатывали глубокие ложбины, занимаемые в настоящее время озерами (Лама, Глубокое, Хета и др.). Более слабое поднятие испытали Енисейский кряж, Средне-Сибирское плоскогорье, Минусинская котловина, Красноярское плато. Здесь до настоящего времени господствуют процессы денудации, причем общее ухудшение климата в четвертичном периоде привело к повсеместному, захватившему даже южную часть Красноярского края, ослаблению процессов химического выветривания и параллельному усилению процессов физического разрушения горных пород. В горах и в северной части края эти процессы действовали особенно интенсивно благодаря исчезновению сплошного растительного покрова, проявлению морозного выветривания и в условиях вечной мерзлоты — солифлюкции.

Чрезвычайно большую роль в развитии рельефа рассматриваемой территории в четвертичном периоде сыграли оледенения, захватившие с севера все горные хребты южной части Красноярского края и весь север края до 62—63° с. ш. Независимо от того, сколько именно оледенений было на протяжении четвертичного периода, с уверенностью можно говорить о том, что развитие рельефа в течение средне- и позднечетвертичной эпох шло под сильным воздействием неоднократно развивавшихся ледников и, очевидно, в еще большей степени талых ледниковых вод, стекавших от края ледников.

Раннечетвертичная эпоха для Алтае-Саянской области и севера Красноярского края также имеет убедительные доказательства существования ледников. Несмотря на континентальный климат Красноярского края и малое количество атмосферных осадков, долинныи ледники в горах получали достаточное питание (особенно благодаря процессам сдувания снега с положительных форм рельефа в долины и цирки) и могли в периоды понижения летних температур приобретать большую мощность и активно воздействовать на рельеф, вырабатывая широкие ледниковые долины, переуглубляя днища этих долин, вынося к своему краю большие массы обломочного материала. Покровные же ледники, сформировавшиеся в северной части Красноярского края, были приграничности снегового питания малоактивными, зачастую превращались в мертвые льды и, естественно, сравнительно слабо влияли на рельеф ложа, оставив после себя мало аккумулятивных ледниковых форм. Все большее значение приобрела здесь деятельность талых ледниковых вод, которые явились основным фактором размыва более древних пород, переноса их обломочного материала и отложения мощных водно-ледниковых толщ.

На протяжении ранне- и среднечетвертичной эпохи процессы аккумуляции в южной и средней частях Красноярского края проявлялись все же в ограниченной степени: в речных долинах, в зонах отложения ледникового и водно-ледникового материала. С начала позднечетвертичной эпохи северная часть Западно-Сибирской низменности и Северо-Сибирская низменность испытывали опускание. Здесь началось накопление довольно мощных (до 150—200 м) морских, ледниковых, водно-ледниковых и озерно-аллювиальных толщ. Современный рельеф характеризуется развитием аккумулятивных ледниковых и водно-ледниковых форм, морских, аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин. При этом известный отпечаток на рельеф наложили процессы термокарста, солифлюкции, мерзлотного пучения, а также проявления новейшей тектоники, по-видимому, также активизировавшиеся в позднечетвертичную эпоху.

В горных областях продолжавшиеся поднятия обусловили появление в неподвергшихся оледенению речных долинах целых серий последовательно вложенных друг в друга террас. В районах же древнего оледенения, где неоднократно чередовались воздействия ледниковой денудации и речной эрозии, наблюдаются ледниковые трюги, а иногда и ледниковые ландшафты на водоразделах с врезанными в них речными долинами. Поднятие таких районов, как нагорье Путорана и в меньшей степени всего Средне-Сибирского плоскогорья, гор Алтае-Саянской области и Таймыра, продолжается и в настоящее время. Об этом свидетельствует высокая энергия рек, пороги, отсутствие выработанного продольного профиля долин, большая высота даже пойменных террас. В современную эпоху после некоторого погружения берега материка, обусловившего затопление низовьев речных долин Енисея, Пясины, Нижней Таймыры и Хатанги, начались поднятия, охватившие Северо-Сибирскую низменность и северо-восток Западно-Сибирской низменности.

ЛИТЕРАТУРА

- Абушик А. Ф. 1954. О находке *Coelospira hemisphaerica* (Sewerby) в силурийских отложениях Сибирской платформы. Вестн. ЛГУ, № 4.
- Абушик А. Ф. 1956. Ордовикские, верхнесилурийские и девонские отложения в долинах рек Курейки, Бахты, Рыбной, Кучумдека и Кулины. Сб. научно-техн. информ. МГиОН СССР, № 3.
- Абушик А. Ф. 1957. Комплексы остракод в силуре Сибирской платформы. Вестн. ЛГУ, № 6, сер. геол. и географ., вып. 1.
- Абушик А. Ф. 1959. О живетских известняках на западной окраине Сибирской платформы (р. Рыбная, левый приток р. Бахты). Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 23.
- Авдусин П. П. 1956. О гранулометрическом и минералогическом составе аллювия некоторых рек Сибири. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. VII.
- Адамович А. Ф., Зоненшайн Л. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Уфлянд А. К. 1958. Новые данные по стратиграфии пещано-сланцевых толщ Западного Саяна. (Автореферат.) Бюлл. МОИП, т. 33, вып. 4.
- Адрианов А. В. 1886. Путешествие на Алтай и за Саяны, совершенное летом 1883 г. по поручению РГО и его Зап.-Сиб. отд. (Предварительный отчет.) Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. VIII, вып. 2.
- Адрианов А. В. 1888. Путешествие на Алтай и за Саяны, совершенное в 1881 г. по поручению РГО. Зап. РГО, кн. XI.
- Адрианов А. В. 1894. Орография, гидрография, геологический очерк Енисейской губернии. Мат-лы по исслед. землед. и хоз. быта сельск. насел., т. IV, вып. 1.
- Адрианов А. В. 1902. Нахождение костей мамонта и других допотопных животных в окрестностях сел. Сухобузимского. Изв. Красноярского подотд. РГО, т. 1, вып. 4.
- Адрианов А. В. 1904. Очерки Минусинского края. Оттиск из Сибирского торгово-промышленного календаря на 1904 г. Томск.
- Адрианова К. И. и Булыжникова А. А. 1958. О наличии главного Приенсейского разлома. Тр. ВНИГРИ, вып. 126, № 3.
- Акимова К. Г. 1956. К вопросу о стратиграфическом расчленении лавровой свиты формации сибирских траппов. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6.
- Аксарин А. В. 1932. Описание некоторых представителей пермо-карбоневой флоры из Канского бассейна. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Вост. Сиб., № 7.
- Аксарин А. В. 1955. Юрская флора. Устьбалайский комплекс. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Зап. Сиб., т. II, Госгеолтехиздат.
- Аксарин А. В. 1957. Схема стратиграфического расчленения юрских угленосных отложений Канского бассейна. Докл. по страт. мезозойских и кайнозойских отложений. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири, Госгеолтехиздат.
- Ал. Ск. 1851. Берег Ледовитого моря между рек Оби и Оленек. По съемке 1734—1742 гг. Зап. лейтенанта Х. П. Лаптева и замечания других писателей. Зап. Гидрогр. департамента Морского Мин-ва, т. IX.
- Алекин О. А. 1933. Об участии Озерного отд. ГГИ в работах Зап.-Сиб. гидрометеорол. ком-та летом 1932 г. Изв. Гидрол. ин-та, № 54.
- Александров Д. К. 1938. Новые данные о неогеновых и верхнемеловых отложениях низовой р. Енисея. Пробл. сов. геол., № 3.
- Александров Д. К. 1939. История геологических исследований Таймыра и прилегающих областей Сибири. Тр. АНИИ, т. 121.
- Александров Д. К. 1939а. Мезозой низовья р. Енисея. Тр. АНИИ, т. 121.
- Александров Д. К. 1939б. Тектоника южного крыла Ефремовского поднятия. Тр. АНИИ, т. 121.
- Александров Д. К. 1939в. Материалы по геологии района Усть-Енисейского порта. Тр. АНИИ, т. 126.

Алескерова З. Т., Ли П. Ф., Осыпко Т. И., Ростовцев Н. Н. 1957. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. Сов. геол., № 55.

Алихова Т. Н. 1953. Руководящая фауна брахиопод ордовикских отложений северо-западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ.

Алихова Т. Н. (по мат-лам Нехорошева В. П., Севергиной Л. Г., Яворского В. И. и др.). 1958. Алтае-Саянская область (Ордовикская система). Геол. строение СССР. Т. 1. Стратиграфия.

Алешинская З. В., Архипов С. А. и Лаврушин Ю. А. 1959. Некоторые данные о строении пойменной террасы р. Енисея между устьями рек Бахты и Турухана. Ледниковый период на территории Европ. части СССР и Сибири. Изд-во МГУ.

Аллер Г. Д. 1933. Геологические исследования станции Арктического института на мысе Челюскин. Булл. АНИИ, № 12.

Аллер Г. Д. 1936. Новые данные о геологическом строении Таймырской складчатой области. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 11, № 6.

Аллер Г. Д. 1936а. Постплиоценовые отложения п-ова Челюскин. Изв. ГГО, т. 63, вып. 3.

Аллер Г. Д. 1939. Кислые и основные породы п-ова Челюскин (Петрографический очерк). Зап. Всесоюз. минер. об-ва, сер. 2, ч. 68, № 2.

Алюшинский Ю. А., Кириченко Г. И. и Тимофеев Б. В. 1957. Споры синийских отложений Енисейского кража. Докл. АН СССР, т. 117, № 1.

Аминов Б. А. 1878. Экспедиция на водораздел Оби и Енисея. Изв. РГО, № 4.

Амурский Г. И., Дренов Н. В. 1956. О перестройке гидрографической сети в бассейне р. Бахты (северо-западная часть Средней Сибири). Изв. АН СССР, сер. географ., № 3.

Амурский Г. И. 1958. Новейшие тектонические движения в районе урочища «Щеки» на р. Подкаменной Тунгуске. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Ананьев А. Р. 1940. К изучению стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Кемь-Енисейского водораздела. Тр. Конфер. по изуч. произв. сил Сибири, т. II, Томск. гос. ун-т.

Ананьев А. Р. 1944. Материалы к стратиграфии меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна. Тез. и реф. докл. IV конфер. молодых ученых г. Томска, Томск. гос. ун-т.

Ананьев А. Р. 1947. К изучению меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна. Уч. зап. Томск. гос. ун-та, № 3.

Ананьев А. Р. 1948. Остатки верхнемеловой и третичной флоры с р. Кеми, левого притока р. Енисея. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 99.

Ананьев А. Р. 1953. Новые материалы к геологии мезозойских отложений в Чулымо-Енисейском бассейне. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 124.

Ананьев А. Р. 1954. Новые данные о девонской флоре Саяно-Алтайской горной области. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 132.

Ананьев А. Р. 1954а. О нижнедевонской флоре юго-восточной части Западной Сибири. Вopr. геол. Азии, т. I. Изд. АН СССР.

Ананьев А. Р. 1954б. О девонской флоре горных районов юго-восточной части Западной Сибири. (Автореф. доклада.) Булл. МОИП, отд. геол., т. 29, № 3.

Ананьев А. Р., Лебедев И. В. 1955. Меловая флора. Atlas руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири, т. II. Госгеолтехиздат.

Ананьев А. Р. 1957. Новые ископаемые растения из нижнедевонских отложений у с. Торгашино в юго-восточной части Западной Сибири. Ботан. ж., т. 42, № 5.

Ананьев А. Р. и Грайзер М. И. 1957. О флоре пограничных слоев девона и карбона в Минусинской котловине. Докл. АН СССР, т. 116, № 6.

Анатольева А. И. 1956. К вопросу об универсальной стратиграфической схеме девонских отложений Минусинского межгорного прогиба. Тез. докл. на межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.

Анатольева А. И. 1958. Некоторые вопросы стратиграфии девонских отложений Минусинского межгорного прогиба. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 6.

Анатольева А. И. 1959. О структуре района оз. Инголь. Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. геол., № 2.

Анатольева А. И., Шелковников А. Д. 1959. О среднекембрийских красноцветных отложениях юго-западного склона Восточного Саяна. Докл. АН СССР, т. 127, № 3.

Андреев А. И. 1943. Экспедиция В. Беринга. Изв. ВГО, т. 75, вып. 2.

Андреев А. И. 1943а. Первая русская экспедиция XVIII в. в Северном Ледовитом океане. Изв. ВГО, т. 75, вып. 2.

Андреева Е. М. 1953. Споры и пыльца из углей западной окраины южной части Тунгусского бассейна. Палеонтология и стратиграфия. Сб. статей.

Андреева Е. М. 1955. Параллелизация пермских угленосных отложений Тунгусского, Минусинского и Кузнецкого бассейнов по данным спорово-пыльцевого анализа. Сб. научно-техн. информ. ВСЕГЕИ, № 1.

Андреева О. Н. 1956. Стратиграфия ордовикских отложений юга Сибирской платформы. Сб. научно-техн. информ. МГИОН СССР, № 3.

Аникеев Н. П. 1939. О рациональной петрографической номенклатуре при изучении провинции сибирских траппов.—Проблемы Арктики, № 6.

Аникеев Н. П. и Гусев А. И. 1939. Геологический очерк юго-западной части Таймырского полуострова. Тр. АНИИ, т. 140.

Аникеев Н. П. и Моор Г. Г. 1939. Основные черты петрологии и металлогении траппов бассейна р. Северной. Тр. АНИИ, т. 126. Геол. и полезн. ископ. Енисейской-Ленской обл., вып. 1.

Аникеев Н. П. 1940. О кристаллических породах и слюдоносных пегматитах Таймырской складчатой зоны.—Проблемы Арктики, № 3.

Аникеев Н. П. 1941. Материалы к петрографии изверженных пород западного побережья Таймырского полуострова. Тр. ГГУ ГУСМП, т. 12.

Антоновская Л. И. 1958. Енисейский краж. Средне- и верхнепалеозойский, мезозойский и кайнозойский магматизм. Геол. строение СССР, т. 2. Магматизм. Госгеолтехиздат.

Антоновская Л. И. и Кириченко Г. И. 1958. Енисейский краж (Докембрийский магматизм). Геол. строение СССР, т. 2. Магматизм. Госгеолтехиздат.

Аргентов К. И. 1907. Из отчета о геологических исследованиях в Минусинском, Ачинском, Красноярском и Канском уездах Енисейской губернии в 1905 г.—Горн. ж., т. IV, № 11—12.

Аргентов К. И. 1909. Отчет о геологических исследованиях и разведках на горе Изых, Минусинского уезда, Енисейской губернии в 1906 г.—Горн. ж., т. IV, № 12.

Аргунов П. 1892. Описание Минусинского музея. Вып. 1. Очерк сельского хозяйства Минусинского края и объяснительный каталог сельскохозяйственного отдела музея.

Арсеньев А. А. и Зайцев Н. С. 1958. Минеральные богатства Сибирской платформы. Вестн. АН СССР, № 11.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, геол. отд., т. XI, № 4.

Архангельский А. Д. 1934. Геологическое строение СССР. Зап. часть, вып. 1.

Архангельский А. Д. 1937. Геологическое строение и геологическая история СССР. Тр. XVII сес. МГК, т. 2.

Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолтехиздат.

Архипов С. А. 1957. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности (бассейн среднего течения р. Енисей). Докл. АН СССР, т. 116, № 1.

Архипов С. А., Зубаков В. А., Лаврушин Ю. А. 1957. О ледниково-водных отложениях в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 112, вып. 1.

Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. 1957. К вопросу о стоке р. Енисей в период максимального и зырянского оледенений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. 1957а. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахты и Турухана. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.

Архипов С. А., Корнева Е. В., Лаврушин Ю. А. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений Приенисейского района. Тез. докл. Всесоюзн. межвед. совещ. по изуч. четвертичн. периода. Изд. АН СССР.

Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. 1958. Некоторые особенности строения бичевников бассейна среднего и нижнего течения Енисей. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 6.

Архипов С. А. 1959. К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

- Асаткин Б. П. 1932. *Ecardines* из нижнего силура Сибирской платформы. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 32.
- Астрова Г. Г. 1951. Первые находки нижнесилурийских *Trepstomata* в Сибири. Тр. МОИП, отд. геол., т. 1.
- Астрова Г. Г. 1955. О родовых комплексах мшанок в силурийских отложениях Советского Союза. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX (3).
- Атласов И. П., Сягаев Н. А. 1956. К тектонике северного Верхоянья и смежной части Сибирской платформы. Сб. статей по геологии Арктики, Госгеолтехиздат.
- Атласов И. П., Соколов В. Н. 1957. Структура центрального сектора Советской Арктики. Юбил. сес. уч. сов. НИИГА, посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., Госгеолтехиздат.
- Атласов И. П. 1958. История развития тектонических движений северо-восточной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 85.
- Атласов И. П. 1958а. Схема развития структуры северной части Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 7.
- Атласов И. П. 1958б. Основные этапы развития крупных тектонических структур северной части Лено-Енисейской области. Тр. НИИГА, т. 92.
- Атласов И. П., Вакар В. А. 1958. Связь пликативных структурных форм Сибирской платформы с глубинными разломами на примере Оленекско-Анабарской региональной дизъюнктивной зоны. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 7.
- Ауэрбах Н. К., Сосновский Г. П. 1924. Остатки древнейшей культуры человека в Сибири. — Жизнь Сибири, № 5—6.
- Ауэрбах Н. К., Сосновский Г. П. 1932. Материалы к изучению палеолитической индустрии и условия ее нахождения на стоянке Афонтова гора. Тр. Комис. по изуч. четвертичн. отлож. АН СССР, вып. 1.
- Ауэрбах Н. К., Громов В. И. 1935. Материалы к изучению Бирюсинских стоянок близ Красноярска. Изв. Ак. мат. культуры, вып. 118.
- Бабинцев Н. И. 1947. Геологический разрез центральной части Енисейского кряжа по р. Б. Пит Тр. НИГРИЗолото, вып. 16.
- Бадер Ф. Ф. 1939. Сообщение о работах на устье Енисея. Изв. ГГО, т. 71, вып. 4.
- Баженов И. К. 1924. Краткий отчет о работе Маинской партии в 1923 г. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. III, вып. 5.
- Баженов И. К. 1924а. Отчет о геологических исследованиях в районе Маинского медного месторождения Минусинского уезда. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. IV, вып. 1.
- Баженов И. К. 1925. Отчет о геологической съемке в Западных Саянах в Минусинском уезде. Изв. Геолкома, т. XLIV, вып. 2.
- Баженов И. К. 1926б. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1924 г. в юго-западных Саянах. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. IV, вып. 5.
- Баженов И. К. 1926. Отчет о геологических исследованиях в Минусинском уезде по р. Енисею — в районе Большого порога и по правую сторону р. Абакана, к северу от р. Джебаш. Изв. Геолкома, т. XLV, вып. 4.
- Баженов И. К. 1926а. Саянская партия. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. V, вып. 6.
- Баженов И. К. 1926б. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1925 г. в юго-западных Саянах. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. VI, вып. 1.
- Баженов И. К. 1927. Геологическая съемка в юго-западных Саянах. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг.
- Баженов И. К. 1927а. Предварительный отчет о геологических исследованиях в 1926 г. в юго-западных Саянах. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. VII, вып. 1.
- Баженов И. К. 1929. Геологическая 10-верстная съемка в пределах планшетов 3, 4 и части 5, ряда III, в месте стыка Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг.
- Баженов И. К. 1929а. Геологическая съемка Кызасского золотоносного района. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, т. VIII, вып. 6.
- Баженов И. К. 1929б. Геологическая съемка юго-западных Саянов. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, т. VIII, вып. 6.
- Баженов И. К. 1930. Геологическое строение стыка между Западным Саяном и Кузнецким Алатау (Отчет об исследованиях 1927 и 1928 гг.). Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, т. X, вып. 3.
- Баженов И. К. 1933. Геологическое строение западной части Западного Саяна. Мат-лы по геол. Зап. Сиб., ЗСГУ, вып. 3.
- Баженов И. К. 1934. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР.

- Баженов И. К. 1938. Основные черты стратиграфии и тектоники района г. Красноярска. Изв. АН СССР, геол. сер., № 1.
- Баженов И. К. 1945. Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау. Вопр. геол. Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР.
- Баженов И. К. 1957. Эффузивный и жильный комплекс щелочных пород нижнего девона из северной части Минусинской котловины. Докл. VII научн. конфер., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев. Томск. гос. ун-т, вып. 4.
- Баженов И. К., Нагорский М. П. 1936. Кембрий и протерозой Восточного Саяна в районе г. Красноярска. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., № 5.
- Баженов И. К., Нагорский М. П. 1937. Геология района г. Красноярска. Мат-лы по геол. Красноярского края, ЗСГУ, вып. 1.
- Баженов И. К., Нагорский М. П., Ларищев А. А. 1937. Месторождения девонских лептобиолитов из района г. Красноярска. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., № 2.
- Байковская Т. Н. 1957. О верхнемеловых флорах Чулымо-Енисейского бассейна. Сб. «Памяти А. Н. Криштофовича».
- Байковская Т. Н. 1957. Верхнемеловые флоры Северной Азии. Палеоботаника, вып. 2.
- Бакиров Э. А., Гурари Ф. Г., Ровкин Л. И. 1957. Тектоника мезокайнозойских отложений южной половины Западно-Сибирской низменности. — Геология нефти, № 5.
- Баклаков М. С. 1933. Геологическое строение Копенского молибденового месторождения в Западном Саяне. Мат-лы по геол. Зап. Сиб., ЗСГУ, вып. 7.
- Баклунд О. О. 1906. Вести из Хатангской экспедиции (из письма к брату). Изв. РГО, т. 42, вып. 1.
- Баклунд О. О. 1907. Несколько данных по изучению породообразующих пироксенов. Изв. АН СССР, VI сер., т. I, № 12.
- Баклунд О. О. 1907а. Ромбический пироксен из гиперстенового гнейса. Изв. АН СССР, VI сер., т. I, № 12.
- Баклунд О. О., Толмачев И. П., 1914. Заметка о горных породах, собранных в 1913 г. гидрографической экспедицией Северного Ледовитого океана. Изв. АН СССР, VI сер.
- Баклунд О. О. 1916. Кристаллические породы с северного побережья Сибири. Породы западного побережья Таймырского полуострова. Изв. АН, № 2.
- Баклунд О. О. 1924. О милонитах и тектонитах. Зап. Минер. о-ва, ч. 52.
- Баклунд О. О. 1929. Кристаллические породы с северного побережья Сибири. Кристаллические породы Таймыра. Зап. АН СССР, сер. VIII, отд. физико-математ. наук, т. XXI, № 7.
- Балахматова В. Т., Липман Р. Х. и Романова В. И. 1955. Характерные фораминиферы мела и палеогена Западно-Сибирской низменности. Мат-лы ВСЕГЕИ, № 2.
- Балашов З. Г. 1954. Первые находки представителей рода *Paractinoceras* (наутилоидей) в ордовике Сибирской платформы. Вестн. ЛГУ, № 7.
- Баранов В. И., Николаева О. Г. 1956. Ископаемые древесины из верхнемеловых отложений Енисейского кряжа. Докл. АН СССР, т. 107, № 1.
- Баранов В. И. 1957. К оценке возраста ископаемых флор третичных отложений Енисейского кряжа. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 117, кн. 2; общеуниверситет. сб., вып. 2.
- Баранов В. И., Немкова В. К., Кондратьев Г. К. 1957. Листовые отпечатки и спорово-пыльцевой спектр флороносного горизонта из михайловской свиты с р. Кеми. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 117, № 2.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Пуминов А. П. 1958. Палеогеография бассейнов верхних течений рек Оленек и Мархи. Тр. НИИГА, т. 67.
- Барская В. Ф. 1958. Циртофиллиды Центрального Таймыра. Бюлл. МОИП, т. 63, отд. геол., т. 33, вып. 5.
- Батов Н. А. 1931. Геологическое строение правобережья р. Енисей, между 53° и 53° 40' с. ш. Изв. Зап.-Сиб. геол. упр., т. XI, вып. 1.
- Батов Н. А. 1931а. Геологическое строение правобережья р. Енисей между 52° 00' и 53° 00' с. ш. Изв. Зап.-Сиб. гидролог. тр., т. XII, вып. 1.
- Белов И. В. 1957. Магматические формации Саяно-Байкальской горной области и спорные вопросы их возрастных соотношений. Тр. Четвертой сес. комис. по определ. абс. возраста геол. формаций (май 1955 г.). Изд-во АН СССР.
- Белоусов А. Ф. 1956. Об отношении торгошинского известняка к древнейшим толщам Красноярского кряжа. Тр. ГГИ Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 17.
- Белоусова В. Г. 1936. Траппы с р. Хатанги. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 9.

- Беляева Е. И. 1933. Новые данные о четвертичных млекопитающих Западной Сибири. Изв. АН СССР, VII сер., № 8.
- Беляков М. Ф. 1947. Новые данные по вопросу о геологии и границах юго-восточной окраины Анабарского кристаллического массива. Докл. АН СССР, т. 58, № 7.
- Беляков М. Ф. 1947а. Современная гидросеть Анабарского кристаллического массива в связи с особенностями его геологического строения. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 58, № 8.
- Беляков М. Ф. 1948. О первых находках анабарских валунов на водоразделах кембрийского поля Средне-Сибирского плоскогорья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 60, № 9.
- Беляков Н. А. 1954. Очерк тектоники Минусинской котловины. Тр. ВСЕГЕИ. Сб. «Мат-лы по геологии, гидрогеол. и нефтегазоносности Зап. Сибири», общ. сер., вып. 1.
- Берг Л. С. 1940. Триасовые рыбы Тунгусского бассейна с р. Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, сер. биол.
- Берг Л. С. 1941. Нижнетриасовые рыбы из Тунгусского угленосного бассейна. Изв. АН СССР, отд. геол., № 3.
- Берг Л. С. 1958. Нижнекаменноугольные рыбы из Ачинского округа (с предисл. Обручева). Вопр. ихтиологии, АН СССР, вып. 11.
- Берзин А. И. 1939. Геологические исследования по правобережью Хатангского залива (купол Солочный и прилегающий к нему район). Сб. «Геол. исследования Нордвик-Хатангского р-на и Таймырского п-ова».
- Благовещенская М. Н. 1955. Следы оледенения в долине р. Нижней Тунгуски и ее притоков. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 7.
- Близняк Е. В. 1914. Заметки о Нижнем Енисее. О производстве геологического описания берегов р. Енисея от Красноярска до Енисейска. Изв. РГО т. 50, вып. 7.
- Близняк Е. В. 1915. Отчет о буровых работах, проведенных в 1914 г. Мат-лы для описания русских рек, вып. 15.
- Близняк Е. В. 1916. Енисей от Красноярска до Енисейска, ч. III. Геологическое описание берегов реки. Мат-лы для описания русских рек. вып. 60; реферат Соколова в геол. вестн. № 1.
- Блохин С. 1936. «Столбы» (Заповедник в окрестностях Красноярска) — Советский краевед, № 10.
- Бобин Е. С. 1940. О взаимоотношении кембрия и докембрия в Восточном Саяне. — Сов. геол., № 1.
- Бобров Е. Т. 1958. Древняя кора выветривания в районе восточной окраины Енисейского кряжа. (Автореферат докл., прочит. 14/III 1958 г.) Бюлл. МОИП, т. 63, отд. геол., вып. 3.
- Богацкий В. В. 1948. О современном поднятии Восточного Саяна. Изв. ВГО, т. 80, вып. 5.
- Богданович К. И. 1894. О геологических исследованиях в 1893 г. вдоль Средне-Сибирской ж. д. Изв. Геолкома, т. XIII, вып. 8—9.
- Богданович К. И. 1894а. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги в 1893 г. Средне-Сибирская горная партия. Предварительный отчет. — Горн. ж. III, № 9 и IV, № 10.
- Боголепов К. В. 1955. К вопросу об этапах развития третичной растительности в Приангарской части Енисейского кряжа. Докл. АН СССР, т. 100, № 5.
- Боголепов 1955а. Новые данные о третичных отложениях Енисейского кряжа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, № 1.
- Боголепов К. В. 1956. К истории развития третичной растительности в нижнем Приангарье. — Ботан. ж., т. 41, № 11.
- Боголепов К. В. 1957. К стратиграфии меловых и третичных отложений Енисейского кряжа. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож., Госгеолтехиздат.
- Боголепов К. В. 1958. О верхнемеловых отложениях Енисейского кряжа. Докл. АН СССР, т. 123, № 3.
- Боголюбский И. С. 1881. Пещеры близ дер. Бирюсы. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. XII, № 2/3.
- Боголюбский И. С. 1883. Исследование древностей Минусинского округа и верховьев р. Енисея в 1882 г. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО № 3.
- Боголюбский И. С. 1884. Минусинский, Ачинский и Красноярский округа Енисейской губернии (в геологическом и горнопромышленном отношении). С.-Пб.
- Бодылевский В. И. 1928. Заметка об ауцеллах из Таймырской коллекции Миддендорфа. Докл. АН СССР, № 14, 15.

- Бодылевский В. И. 1939. К стратиграфии мезозойских отложений Анабарско-Хатангского района. — Проблемы Арктики, № 10—11.
- Бодылевский В. И., Кипарисова Л. Д. 1937. Стратиграфия мезозойских отложений Советской Арктики. Тр. XVII Междуна. геол. конгресса, т. V.
- Бодылевский В. И. 1957. Спорные вопросы стратиграфии юрских и меловых отложений Советской Арктики. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Бодылевский В. И. 1957а. Распространение иноцерамов в верхнем мелу Северной Сибири. Докл. АН СССР, т. 116, № 6.
- Бодылевский В. И. 1958. Верхнемеловые фауны низовьев р. Енисея. Тр. НИИГА, т. 93.
- Бодылевский В. И. 1958а. Верхнеюрские и нижнемеловые *Cephalopoda* из скважин района Усть-Енисейского порта. Тр. НИИГА, т. 93.
- Бодылевский В. И. 1958б. Юрские и нижнемеловые фауны из скважины 1-Р района Усть-Енисейского порта. Тр. НИИГА, т. 93.
- Бодылевский В. И. 1958в. К истории изучения мезозойских отложений низовьев р. Енисея и их фауны. Тр. НИИГА, т. 93.
- Бодылевский В. И., Шульгина Н. И. 1958. Юрские и нижнемеловые *Pelecypoda* из скважин Усть-Енисейского района. Тр. НИИГА, т. 93.
- Болгов Г. П., Сивов А. Г. 1933. Новые данные по стратиграфии древнего палеозоя юго-западного склона Кузнецкого Алатау. — Пробл. сов. геол., № 9.
- Болховитина Н. А. 1950. Нижнемеловые спорово-пыльцевые комплексы Чулымо-Енисейского бассейна, Южного Урала и Казахстана. Тр. Конфер. по спорово-пыльцевому анализу, 1948. Изд-во МГУ.
- Болховитина Н. А. 1953. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 145, геол. сер., № 61.
- Бондаренко Н. М. 1957. Палинологическая характеристика верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 2.
- Борисов А. А. 1944. Очерк структуры Западно-Сибирской низменности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Борисов А. А. 1957. Некоторые черты структуры Западно-Сибирской низменности. — Геология нефти, № 11.
- Борисак А. А. 1923. Геологический очерк Сибири.
- Боч С. Г. 1953. Геологическое строение восточной части Канского угленосного бассейна в связи с анализом плана речной сети. Мат-лы по геоморф. Тр. ВСЕГЕИ.
- Боч С. Г. 1957. Четвертичные отложения северо-западной части Западно-Сибирской низменности и вопросы их корреляции (краткий обзор). Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Боч С. Г. 1957а. Состояние изученности и задачи исследования некоторых основных проблем четвертичной геологии Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Бузиков И. П., Обручев С. В. 1956. Стратиграфия докембрия Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.
- Бузиков И. П., Обручев С. В. 1958. Стратиграфия докембрия Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.
- Бузулуцков Ф. С., Гурова Т. И., Коробейникова Л. И., Плуман В. А. и др. 1957. Литология мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности.
- Булгаков А. И. 1908. Верховья Енисея в Урянхее и Саянских горах. Изв. РГО, т. 44, вып. 6.
- Булынников А. Я. 1925. Геологическая и топографическая съемка в Минусинском уезде. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. IV, вып. 6.
- Булынников А. Я. 1925а. Краткий отчет о геологических работах в Ольховско-Чибийском золоторудном районе Минусинского уезда в 1924 г. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. V, вып. 1.
- Булынников А. Я. 1927. Топографическая и геологическая съемка в рудном районе верхнего Чибийека. Изв. Геолкома, т. 44, № 2.
- Булынников А. Я. 1927а. Работы Ольховской геологопоисковой партии в Минусинском уезде. Изв. Геолкома, т. 45, № 4.

- Булытников А. Я. 1927б. Геологопоисковые работы в золотоносном районе системы рек Кизира и Казыра Минусинского округа. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг.
- Булытников А. Я. 1933. Итоги геологического изучения золотоносных районов Западно-Сибирского края за первую пятилетку и дальнейшие задачи. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., № 4.
- Булытников А. Я. 1934. Признаки оледенения в Саралинском золотоносном районе. Изв. РГО, т. 66, вып. 2.
- Булытников А. Я. 1940. Особенности петрологии и рудоносности Ольховско-Чибижевского золотоносного района (Восточный Саян). Тр. Конф. производ. сил Сибири, т. II. Томск. гос. ун-т.
- Булытников А. Я. 1959. К вопросу о наличии палеозойских впадин в Чулымо-Енисейском районе Западно-Сибирской низменности. Тр. Сиб. научно-исслед. ин-та геолог., геофиз. и минер. сырья, вып. 1.
- Бураков М. И., Федоров Э. Е. 1954. Базальты междуречья Ин и Уды (Восточный Саян). Вопр. геол. Азии. Изд-во АН СССР.
- Бурачек А. Р. 1948. О континентальных мезозойских и третичных отложениях Енисейского края. — Сов. геол., № 32.
- Бутакова Е. Л. 1956. К петрологии меймеча-котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. Тр. НИИГА, т. 89.
- Былинский Е. Н. 1956. О закономерностях чередования сужений и расширений речных долин Средне-Сибирского плоскогорья (в пределах бассейнов рек Нижней Тунгуски и верховьев Катанги). Уч. зап. МГУ, вып. 182.
- Вакар В. А. 1952. Геологическое строение центральной части восточного Таймыра. Тр. НИИГА, т. 34.
- Вакар В. А., Дибнер В. Д., Молдавский М. Л., Пушинов А. П., Чайка Л. А. 1953. Геологическое строение и полезные ископаемые района Таймырского озера. Тр. НИИГА, т. 63.
- Вакар В. А. 1953. Тектоника хр. Бырранга и ее роль в образовании траппового комплекса. Тр. НИИГА, т. 63.
- Вакар В. А., Воронов П. С. 1954. К вопросу о тектонике Таймырского полуострова. Тр. НИИГА, т. 43. Сб. статей по геологии Арктики. вып. 3.
- Вакар В. А. 1956. Краткая история развития тектонических движений севера Средней Сибири. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6.
- Вакар В. А. 1957. Основные черты магматизма сибирских траппов. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 1.
- Вакар В. А. 1958. О тектонической карте Таймырско-Североземельской складчатой области. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 9.
- Вакар В. А., Воронов П. С., Егиазаров Б. Х. 1958. Таймырско-Североземельская складчатая область. Геол. строение СССР, т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат.
- Вакар В. А., Воронов П. С., Деменцкая Р. М. 1958. К вопросу о региональных разломах севера Средней Сибири. Тр. НИИГА, т. 67.
- Вангенгейм Э. А. 1957. Новые данные о четвертичной фауне млекопитающих юга Сибирской платформы. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Варданяц Л. А. 1931. Мезозойская рыхлая толща и четвертичная тектоника как актуальные задачи геологии в Западной Сибири. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 2.
- Варенцов И. М., Флоренский В. П. 1952. Некоторые черты геологии и петрографии траппов среднего течения Ангары. Шестая научно-техн. конф. Научн. студ. об-ва Моск. нефт. ин-та.
- Василевская Н. Д. 1953. Флористическая характеристика мезозойских отложений Енисейско-Ленского края. Тр. НИИГА, т. 53.
- Василенко В. П. 1951. Фораминиферы среднеюрских и нижнемеловых отложений мыса Илья и сопки Кожевникова (зал. Кожевникова, Хатангская губа). Тр. НИИГА, т. 10. Сб. статей по геологии Арктики.
- Василенко В. К. 1951. Каройская тектоническая линия Западной Сибири. Докл. АН СССР, т. 76, № 6.
- Васильев А. А. 1928. Геологическое строение хр. Арга в пределах излучины р. Чулыма. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, т. VIII, вып. 1.
- Васильев А. А. 1936. Некоторые геологические итоги полевых работ 1936 г. Западно-Сибирского геологического треста. — Разведка недр, № 23.
- Васильев В. Г., Карасев И. П., Кравченко Е. В. 1956. О геологической структуре южной части Сибирской платформы и проблеме нефтеносности кембрийских отложений. — Нефт. хоз., № 11.

Васильев В. Г., Каленов Е. Н., Карасев И. П. 1957. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. Гостоптехиздат.

Васильев Д. А. 1956. Опыт хронологического расчленения форм рельефа и связанных с ними четвертичных отложений в западных предгорьях Восточных Саян. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 133, вып. 1.

Васильев Д. А. 1956а. Опыт стратиграфического расчленения древних толщ и форм дислокаций северной части Артемовского района Красноярского края (зап. предгорья Восточн. Саян). Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135.

Васильев Д. А. 1956б. Опыт определения стратиграфического положения интрузивных тел северной части Артемовского района Красноярского края (зап. предгорья Восточн. Саян). Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135.

Васильев Д. А. 1957. О нижней границе среднекембрийских отложений. Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4. Томск. гос. ун-т.

Васильев Д. А. 1957а. Низы среднего кембрия Алтайско-Саянской горной области. Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4. Томск. гос. ун-т.

Васильев Д. А. 1957б. Базальная среднекембрийская карбонатная свита Алтайско-Саянской горной области. Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4. Томск. гос. ун-т.

Васильев Д. А. 1957в. Верхи среднего кембрия Алтайско-Саянской горной области. Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4. Томск. гос. ун-т.

Васильевский М. М. 1924. Работы по изучению девона в Енисейской губернии, в окрестностях озер Иткуль, Шира, Пыркал, Билье и на р. Енисее около д. Сарыгаш. Изв. Геолкома, т. 43, № 2.

Васютинская Т. Ф. 1947. Отчет о геологопоисковых работах в бассейне р. Сушь в Восточном Саяне. (Аннотация.) Изв. ГУГФ, вып. 4.

Вахрамеев В. А. 1957. Ботанико-геофизическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. (Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии.) Тр. 1-й сес. Всесоюзн. палеонтол. об-ва.

Вдовин В. В. 1957. К поискам антиклинальных структур геолого-геоморфологическим методом на северо-востоке Западно-Сибирской низменности. Изв. Вост. филиалов АН СССР, № 7.

Вдовин В. В. 1958. Современные структуры мезо-кайнозойского покрова полярной зоны. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 3.

Великовская Е. М. 1936. Юрские угленосные отложения Енисейского края. Тр. ВИМС. Бокситы, т. 1, 2, вып. III.

Великовская Е. М. 1955. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии. Докл. АН СССР, т. 100, № 6.

Величко Е. А. 1958. К петрографии пермского терригенного комплекса в районе Таймырского озера. Изв. высш. учебн. заведений (Мин. высш. образования СССР). — Геология и разведка недр, № 2.

Величко Е. А. 1958а. О палеогеографии Таймыра в пермский период. Научн. докл. Высшей школы. — геолого-географ. науки, № 4.

Вельмина Н. А. 1947. Мерзлотные наблюдения в районе пос. Диксон. — Недра Арктики, вып. 2.

Вербицкая Н. Г., Ильюхина Н. П., Ковбасина В. М., 1959. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских угленосных отложений юго-западной окраины Тунгусского бассейна. ВСЕГЕИ, вып. 23.

Версилов Н. 1858. Описание слияния рек Ангары и Енисея. Вестн. РГО, ч. 23, отд. V.

Вечная мерзлота районов бассейна р. Енисея. 1952. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 10.

Витковский Н. 1889. Следы каменного века в долине р. Ангары. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 20, № 1, 2.

Виттенбург П. В. 1911. О нижнетриасовой коллекции с рч. Теплой Енисейской губернии. Изв. АН, VI сер., т. 5, № 15.

Виттенбург П. В. 1941. Геология и полезные ископаемые северо-западной части Таймырского полуострова в 1935—1936 гг. Тр. Гидро-геол. упр. Главсевморпути, 12.

Войцель З. А., Иванова Е. А., Климко С. А. и др. 1956. Верхнемеловые спорово-пыльцевые комплексы Чулымо-Енисейской впадины. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (I). Секц. стратигр. мезо-зойск. и третичн. отлож. Госгеолтехиздат.

Воларович Г. П., Жданова Т. П., 1952. Материалы по изучению конгломерато-галечниковых горизонтов различных свит в Прикрасноярском районе. Тр. НИГРИЗОлото, вып. 19.

Волкова В. С. 1958. Отложения бореальной трансгрессии района рек Бол. и Мал. Хэты (левые притоки Енисея). Докл. первичной организации научно-техн. об-ва при ВСЕГЕИ, вып. 1.

Вологдин А. Г. 1925. Отчет о геологических исследованиях к востоку от сел. Абаканского на Енисее и севернее г. Минусинска. Изв. Геолкома, т. XI, вып. 2.

Вологдин А. Г. 1926. Геологические исследования в 1924 г. в районе г. Сайбара и Больше-Телецкого Байтака (восточная часть Минусинского уезда). Изв. Геолкома, т. 44, № 6.

Вологдин А. Г. 1927. Геологическая съемка в северной части Минусинского и южной части Красноярского округов. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг.

Вологдин А. Г. 1927а. Исследование площади, лежащей к востоку от сел. Абаканского на Енисее. Изв. Геолкома, т. 44, № 2.

Вологдин А. Г. 1927б. Геологические исследования в пределах восточной части Минусинского уезда. Изв. Геолкома, 1926 г., т. 45, № 4.

Вологдин А. Г. 1928. О древнейших отложениях в районе южной части Красноярского округа. (Автореферат.) Зап. Минер. об-ва, ч. 57, № 2.

Вологдин А. Г. 1928а. О древнейших отложениях в районе южной части Красноярского округа. Геол. вестн., т. VI, № 1—3.

Вологдин А. Г. 1928б. О новых своеобразных формах археоциат из кембрия Сибири. Ежегодн. Русского палеонтолог. об-ва, т. VII.

Вологдин А. Г. 1929. Геологические исследования на р. Мане. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг.

Вологдин А. Г. 1930. О возрасте енисейской свиты. Геол. вестн., т. VII, № 1—3.

Вологдин А. Г. 1931. Кизир-Казырский район. Тр. ГГРУ, вып. 2.

Вологдин А. Г. 1931а. Археоциаты Сибири. Фауна и флора известняков района дер. Каменки и ул. Бей-Будук Минусинско-Хакасского края и окаменелости известняков с р. Нижней Терси Кузнецкого округа. Изд. ГГРУ, вып. 1.

Вологдин А. Г. 1932. Тубинско-Сисимский район. Минусинско-Хакасский край. Отчет о геологических исследованиях 1924—1925 гг. Тр. ВГРО, вып. 198.

Вологдин А. Г. 1933. Геологический очерк района проектируемой Красноярской гидроустановки на р. Енисее. Тр. ВГРО, вып. 282.

Вологдин А. Г. 1934. О возрасте нижнепалеозойских свит Западного Саяна. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., вып. 4.

Вологдин А. Г. 1935. Урманская и Саратовская петли р. Маны (Отчет о геологических исследованиях вдоль нижнего течения р. Маны, произведенных в 1927 г.) Тр. ГГРУ, вып. 55.

Вологдин А. Г. 1936. Геологический очерк Кизир-Казырского района (Восточный Саян). ЦНИГРИ, вып. 44.

Вологдин А. Г. 1936а. История исследования, морфология и стратиграфическое значение археоциат. — Пробл. сов. геол., № 10.

Вологдин А. Г. 1937. Река Енисей от сел. Езагаша до сел. Новоселово. Сиб. экскурсия XVII МГК. Красноярский край.

Вологдин А. Г. 1937а. Река Енисей от устья р. Бирюсы до сел. Езагаша. Сиб. экскурсия XVII МГК. Красноярский край.

Вологдин А. Г. 1937б. Археоциаты и водоросли южного склона Анабарского массива. Палеонтология Сов. Арктики. Тр. АНИИ, т. 91, вып. 19.

Вологдин А. Г. 1937в. Район г. Красноярска. Сиб. экскурсия XVII МГК. Красноярский край.

Вологдин А. Г. 1937г. От г. Красноярска до г. Нижнеудинска. Сиб. экскурсия XVII МГК. Красноярский край.

Вологдин А. Г., Вялова Р. И. 1937. От г. Ачинска до г. Красноярска. Сиб. экскурсия XVII МГК. Красноярский край.

Вологдин А. Г. 1940. О распространении енисейской свиты в Сибири. Мат-лы ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 6.

Вологдин А. Г., Лермонтова Е. и др. 1940. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. I. Кембрий. Изд-во ВСЕГЕИ.

Вологдин А. Г. 1944. К стратиграфии докембрия и кембрия восточной окраины Енисейского края. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Вологдин А. Г. 1945. Колониальные археоциаты из среднего кембрия Западного Саяна. Ежегодн. Всеросс. палеонтолог. об-ва, т. XII.

Вологдин А. Г. 1947. К стратиграфии восточного склона Кузнецкого Алатау. — Сов. геол., № 27.

Вологдин А. Г., Елисеев Н. А. 1948. О сфероидальных образованиях из пермской толщи Тунгусского угленосного бассейна. Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 77, вып. 2.

Вологдин А. Г. 1955. О конофитонах протерозоя и кембрия Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 102, № 3.

Вологдин А. Г. 1956. Стратиграфическое значение археоциат. Докл. АН СССР, т. 111, № 7.

Вологдин А. Г. 1956а. Взаимоотношение кембрийских и синийских отложений в пределах Сибирской платформы и ее окраин. Тез. докл. на межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.

Вологдин А. Г. 1957. Об онтогенезе археоциат. Докл. АН СССР, т. 117, № 4.

Вологдин А. Г. 1957а. Кембрий Советского Союза. Пекин.

Вологдин А. Г. 1958. Древнейший представитель археоциат с восточного склона Енисейского края. Докл. АН СССР, т. 110, № 6.

Вологдин А. Г. 1958а. Взаимоотношение кембрийских и синийских отложений в пределах Сибирской платформы и ее окраин. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.

Володарский Р. Ф. 1958. О работе геологической секции Красноярского регионального совещания по развитию производительных сил Восточной Сибири. Научн. докл. Высшей школы — Геолого-географ. науки, № 9.

Волосатов А. А. 1952. Геологическое строение района междуречья Котуй—Киндум. Тр. НИИГА, т. 48.

Волосатов А. А., Толькин Я. И. 1952. Геологическое строение бассейнов нижнего и среднего течения рек Маймечи и Котуя. Тр. НИИГА, т. 47.

Вопросы докембрия Западной Сибири. 1948. Под ред. Коровина М. К. Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 2.

Воронец Н. С. 1953. Нижнемеловая фауна из отложений устьевой части р. Котуя. Тр. НИИГА, т. 72. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 4.

Воронец Н. С. 1954. Некоторые представители рода *Harpex Park* из отложений среднего лейаса севера Сибири. Тр. НИИГА. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 3.

Воронец Н. С. 1957. Первые находки *Morriscerus* и *Xenoccephalites* на севере Сибири. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 2.

Воронков А. В. 1959. Новые данные о проявлении щелочного магматизма на севере Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 13.

Высоцкий Н. К. 1895. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Исслед. и развед. работы линии Сиб. ж. д., т. V. С.-Пб.

Вьюшков Б. П., Емельянова А. И. 1959. Первая находка ископаемых рептилий в Тунгусском бассейне. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Воронов П. С. 1957. К вопросу о пермских подводных оползнях у северного края Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 37. Сб. статей по нефтеносности Советской Арктики, вып. 2.

Воронов П. С. 1957а. Новые представители пермских фораминифер района Сындаско на юго-восточном побережье Хатангского залива. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 5.

Воронов П. С. 1958. Биостратиграфическая характеристика разреза пермских отложений района Сындаско (юго-восточное побережье Хатангского залива). Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 9.

Воронов П. С. 1958а. О связи некоторых закономерностей рельефа севера Средней Сибири с процессами неотектоники. Тр. НИИГА, т. 67.

Воронов П. С., Егорова И. С. 1958. Анализ ориентировки спрямленных участков речных долин юго-восточного Таймыра для изучения геотектоники. Тр. НИИГА, т. 80.

Воронов П. С., Кулаков Ю. Н. 1958. О связи конфигурации гидросети севера Сибири с новейшей тектоникой. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 9.

Воронцов А. Е., Моор Г. Г. 1947. Новые данные по геологии северо-западной окраины Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Воропинов В. С. 1957. Сопоставление разрезов верхнеленской свиты на юге Сибирской платформы. Изв. Восточных филиалов АН СССР, № 6.

Воскресенский С. В. 1953. Особенности формирования Таймырской складчатой области. Тр. НИИГА, т. 72. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 4.

Воскресенский С. С. 1956. Условия формирования и сохранения древних поверхностей выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье. Уч. зап. МГУ, вып. 182.

Воскресенский С. С., Думитрашко Н. В. 1956. Сравнительная характеристика рельефа вулканических (базальтовых) областей Советского Союза. В сб.: «Вопросы географии». Изд. АН СССР.

Воскресенский С. С. 1957. К стратиграфии четвертичных отложений южной части Средне-Сибирского плоскогорья (бассейн Ангары). Тр. Межвед. совещ. по разработке стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.

Высоцкий Н. К. 1895. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Исслед. и развед. работы вдоль линии Сиб. ж. д., т. V, С-Пб.

Вьюшков Б. П., Емельянова А. И. 1959. Первая находка ископаемых рептилий в Тунгусском бассейне. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Гаврилов Ф. М. 1935. Материалы по геологии южной оконечности Тунгусского угленосного бассейна. Тр. ВСГГГТр, вып. 5.

Гаммерман А. Ф. 1932а. Остатки угля из очажных слоев Афонтовой горы. (Палеолитическая стоянка Афонтова гора II.) Тр. Комис. по изуч. четвертичн. отлож. Изд-во АН СССР, т. 1.

Гарутт В. Е., Дубинин В. Б., Гауэр З. Е. 1951. О скелете таймырского мамонта. — Зоологич. ж., т. XXX, вып. 1.

Геденштром М. 1829. Записки о Сибири. Журнал Мин-ва внутренних дел. ч. I, кн. 1, кн. 2, кн. 3, ч. III, кн. 4, С-Пб.

Геденштром М. 1830. Отрывки о Сибири. С-Пб.

Гедройц Н. А. 1939. О возрасте угленосной толщи и некоторых других вопросах геологии Усть-Енисейского порта. — Проблемы Арктики, № 4.

Гедройц Н. А. 1951. Таймырская низменность. Сводка данных по геол. севера Средней Сибири применительно к истории развития Таймырской низменности. Тр. НИИГА, т. 13.

Герасимов И. П. 1936. О значении эпейрогенических движений в развитии рельефа Прикаспийской и Западно-Сибирской низменностей. Изв. РГО, т. 68, вып. 5.

Герке А. А. 1951. О составе и возрасте микрофауны пермских отложений Нордвикского района. Тр. НИИГА, т. 17. Сб. по нефтеносности Советской Арктики, вып. 1.

Герке А. А. 1951а. Некоторые данные о микрофауне пермских отложений Нордвик-Хатангского района и ее значение для корреляции разрезов. Тр. НИИГА, т. X, вып. 1.

Герке А. А. 1952. Микрофауна пермских отложений Нордвикского района и ее стратиграфическое значение. Тр. НИИГА, т. 28.

Герке А. А. 1953. К биостратиграфии верхнепалеозойских отложений Енисейско-Ленского края. Тр. НИИГА, т. 53.

Герке А. А. 1956. О составе и стратиграфическом значении микрофауны пермских отложений северной части Лено-Хатангского междуречья. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.

Герке А. А. 1956а. О микрофауне мезозойских отложений северной части Енисейско-Ленского края и ее стратиграфическое значение. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратигр. схем Сибири. (I). Секц. стратигр. мезозойск. и третичн. отлож. Госгеолтехиздат.

Герке А. А. 1957. О микрофауне мезозойских отложений северной части Енисейско-Ленского края и ее стратиграфическое значение. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.

Герке А. А. 1957а. О методике микропалеонтологических исследований Усть-Енисейской экспедиции Горногеологического управления Главсевморпути. Тр. НИИГА, т. 37.

Герке А. А. 1957б. О составе и стратиграфическом значении микрофауны пермских отложений северной части Лено-Хатангского междуречья. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 1.

Герке А. А. 1957в. О некоторых важных особенностях внутреннего строения фораминифер из семейства лягенид по материалам из пермских, триасовых и лейасовых отложений Советской Арктики. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 4.

Герке А. А. 1957 г. Некоторые новые представители фораминифер из верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Арктики. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 3.

Глебовский Ю. С., Левин Д. В., Сакс В. Н. 1951. Опыт применения аэромагнитной съемки для изучения региональной геологии Енисейско-Ленской области. Тр. НИИГА, т. 23.

- Глико О. А. 1957. Магматизм Енисейского кряжа. Сб. научно-техн. информ. МГиОН СССР, № 4.
- Глико О. А. 1957а. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского кряжа.—Сов. геол., сб. 62.
- Гмид Л. П. 1958. Результаты литолого-петрографического исследования трещиноватых пород палеозоя Башкирского Приуралья, Южно-Минусинской впадины и Иркутского амфитеатра. Тр. ВНИГРИ, вып. 121.
- Годлевский М. Н. 1957. Трапповая формация Норильского района и связанные с нею рудные месторождения. Тр. Сессии техн. сов. МГиОН СССР, 25—30 марта 1957 г., Красноярск.
- Годлевский М. Н. 1958. Фемические минералы дифференцированных трапповых интрузий Норильского района. Минер. сб. Львовского геол. об-ва, № 12.
- Годлевский М. Н. 1958а. Об особенностях развития траппового магматизма на северо-западе Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 128, № 2.
- Годлевский М. Н. 1958б. Геология и рудные месторождения Норильского района.—Горн. ж., № 6.
- Голова Т. Ф. 1948. Ископаемые растения из Кемчугского бурогоугольного месторождения Чулымо-Енисейского угленосного бассейна. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 99.
- Голова Т. Ф. 1954. Юрские растения из района Соболевского месторождения (Чулымо-Енисейский угленосный бассейн). Тр. Томск. геол. упр., сер. геол. т. 132.
- Головачев Д. 1894. В верховьях р. Томи.—Землеведение, кн. 1.
- Головачев Ф. А. 1934. Отчет о поездке по Восточному Саяну в истоках рек Ии, Уды и Тубы летом 1932 г. Изв. РГО, т. 66, вып. 2.
- Голубков В. С. 1959. О стратиграфии каменноугольных отложений западной окраины Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 107.
- Гоньшакова В. И. 1954. Некоторые данные о связи траппового вулканизма с тектоникой на Сибирской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Гоньшакова В. И. 1954. О проявлении траппового вулканизма в посленижнеюрское время на Сибирской платформе. Докл. АН СССР, т. 95, № 4.
- Гор Ю. Г. 1957. Окаменелые вулканические капли в пермо-триасовых туфогенных отложениях Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 4.
- Гор Ю. Г., Драгунов В. И. 1957. Новые данные по интрузивному комплексу и полезным ископаемым р. Горбятчин. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 1.
- Гор Ю. Г. 1958. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя района р. Горбятчин. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 10.
- Горбацкий Г. В. 1952. О некоторых путях физико-географического изучения арктической суши в связи с ее основными природными особенностями. Уч. зап. ЛГУ, сер. географ. наук, вып. 8.
- Горностаев Н. Н. 1937. Докембрий Енисейского кряжа. Тез. докл. XVII Междунар. геолог. конгресса.
- Городков Б. Н. 1928. Работы Гыданской экспедиции АН СССР по пути к истокам р. Гыды. Докл. АН СССР, сер. А, № 7.
- Горяинова О. П., Лунгерсгаузен Г. Ф., Фалькова Э. А. 1952. Объяснительная записка к листу Р-46.
- Граве Н. А. 1952. Вечная мерзлота в долинах рек юго-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. Ин-та мерзлотовед. им. В. А. Обручева, т. X.
- Грайзер М. И., Обручев Д. В., Сокольская А. Н. 1954. Новые данные о возрасте быстринской свиты нижнего карбона Минусинской котловины. Докл. АН СССР, т. 98, № 5.
- Грайзер М. И. 1956. Проект унифицированной стратигр. схемы до угленосных отложений нижнего карбона Минусинских и Тувинской межгорных впадин. Тез. докл. на Междв. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож., Госгеолтехиздат.
- Грайзер М. И. 1957. Стратиграфическое расчленение нижнекаменноугольных отложений Минусинских впадин. Докл. АН СССР, т. 114, № 5.
- Грамберг И. С. 1952. Стратиграфия пермских отложений Анабарского района и смежной территории северного края Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 37. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. II.
- Грамберг И. С. 1953. К вопросу о границе между верхним и нижним отделами пермской системы в пределах северо-восточного края Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 72. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 4.
- Грамберг И. С. 1958. Стратиграфия и литология пермских отложений северо-восточного края Сибирской платформы в связи с их нефтеносностью и угленосностью. Тр. НИИГА, т. 84.
- Гревингк К. 1864. Геогностическая часть путешествия Л. Шварца по Минусинскому округу Восточной Сибири. Тр. Сиб. экспед. императорск. РГО.

- Грезе В. Н. 1947. Таймырское озеро. Изв. ВГО, № 3.
- Григорьев В. Н. 1956. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа. Бюлл. МОИП, т. 61, отд. геол., вып. 4.
- Григорьев В. Н., Репина Л. Н. 1956. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Григорьев В. Н. 1958. Новая находка фауны на северо-западе Сибирской платформы и расчленение нижнего кембрия Игарского района. Докл. АН СССР, т. 119, № 1.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А., 1958. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «Тиллитов» северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Гричук М. П. 1957. К стратиграфии четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Госгеолтехиздат.
- Гричук М. П. 1959. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений Приангарья. Ледниковый период на территории Европ. части СССР и Сибири. Изд-во МГУ.
- Громов В. И. 1924. Гидрографические работы в устье р. Енисея. Изв. ГГО, т. 56, вып. 2.
- Громов В. И. 1924а. Остатки древнейшего человека Сибири и современной ему фауны. — Жизнь Сибири, № 5—6. Новониколаевск.
- Громов В. И. 1928. О современном изменении береговой линии на севере Сибири. — Природа, № 7—8.
- Громов В. И. 1932. Геология и фауна палеолитической стоянки Афонтова гора II (Палеолитическая стоянка — Афонтова гора II). Тр. Комис. по изуч. четвертичн. отлож. АН СССР, т. I.
- Громов В. И. 1933. О геологии и фауне палеолита СССР. Пробл. ин-та. мат. культ., № 1—2.
- Громов В. И. 1935. Некоторые новые данные о фауне и геологии палеолита Восточной Европы и Сибири. Изв. Акад. мат. культ., вып. 118.
- Громов В. И. 1936. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР». Вып. 1. ОНТИ.
- Громов В. И. 1940. Новая находка остатков палеолитического человека на Афонтовой горе II в 1937 г. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. отлож., № 6—7.
- Громов В. И. 1943. Главнейшие итоги изучения в СССР четвертичного периода за 25 лет. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Громов В. И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. Геол. ин-та, сер. геол., № 17, вып. 64.
- Громов В. И. 1952. Геологический возраст палеолита на территории СССР. Мат-лы по четвертичн. периоду СССР. Изд. АН СССР, вып. 2.
- Громов В. И. 1957. Стратиграфическая схема четвертичных отложений СССР и ее сопоставление с зарубежными схемами. Тез. докл. Всесоюзн. межвед. совещ. по изуч. четвертичн. периода. Госгеолтехиздат.
- Грум-Гржимайло О. С. 1956. Явления микроклинизации в гранитоидах Таймыра. Тр. ВАГТ, вып. 2.
- Грязнов М. П. 1932. Остатки человека из культурного слоя Афонтовой горы. (Палеолитическая стоянка — Афонтова гора II.) Тр. Комис. по изуч. четвертичн. отлож. АН СССР, № 1.
- Гуголь Р. Ф., Петелин В. П. 1951. Морские верхнемеловые отложения района р. Хеты и ее притоков. Тр. НИИГА, т. 19, вып. 2.
- Гудалин Г. Г. 1955. Карстовые и изверженные породы в известняках Торгашинского месторождения. Сб. работ Моск. геол.-развед. тр. нерудных ископ., вып. 3.
- Гуковский Е. А. 1928. Геологическое прошлое Приенисейского края. Б-ка Приенисейск. краеведа. Красноярск., № 2.
- Гурари Ф. Г. 1957. Структурные особенности мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской низменности. — Геология нефти, № 8.
- Гурари Ф. Г. 1958. О происхождении и классификации локальных структур мезо-кайнозой Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 124.
- Гурари Ф. Г. 1959. К вопросу о строении локальных поднятий в мезо-кайнозойском чехле Западно-Сибирской низменности. Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геол. геофиз. и минерал. сырья, вып. 1.
- Гурова Т. И. 1959. К вопросу о происхождении терригенного материала среднеюрских пород юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 128, № 3.

Гурова Т. И. 1959а. О глауконитовых формациях третичных и верхнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минерал. сырья, вып. 1.

Гусев А. И. 1956. Мамонтовый горизонт. В сб.: «Мат-лы по четвертич. геол. и геоморфол. СССР». Госгеолтехиздат.

Гусев А. И. 1959. К методике картирования берегов в дельтах рек Полярного бассейна. Тр. НИИГА, т. 107.

Гусев Б. В. 1959. Возраст щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района по палеомагнитным данным. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 14.

Дав В. Н. 1954. Траппы среднего течения р. Нижней Тунгуски и сравнение их с породами некоторых трапповых формаций. Сб. научн. работ студентов Ленингр. горн. ин-та.

Дав В. Н. 1955. О выходе силурийских пород в центральной части Тунгусской синеклизы (бассейн р. Ейки). Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 7.

Даминова А. М. 1956. О роли кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в образовании пород базальтоидного комплекса центрального Таймыра. — Сов. геол., сб. 51.

Даминова А. М. 1957. О возрасте комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова. (Тез. докл., прочит. 6/XII—1956 г.) Бюлл. МОИП, т. 62, отд. геол., вып. 2.

Даминова А. М. 1957а. Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова. — Сов. геол., сб. 58.

Даминова А. М. 1957б. Магматизм и тектогенез в геологической истории Таймырского полуострова. Сб. научн. тр. (Моск. ин-т цвет. мет. и золота), № 27.

Даминова А. М. 1958. Еще раз о возрасте комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова. — Сов. геол., № 6.

Даминова А. М. 1958а. Геологическое строение Центрального Таймыра. — Геология и разведка недр, № 3.

Даминова. 1958б. Магматические формации Центрального Таймыра. Бюлл. МОИП, т. 33, отд. геол., вып. 2.

Даминова А. М. 1958в. Геологические закономерности развития магматизма и связанной с ним эндогенной минерализации на Таймырском полуострове. Мат-лы к II Всесоюз. петрограф. совещ. Изд-во АН Узб. ССР, Ташкент.

Дебец Г. Ф. 1946. Фрагмент лобной кости человека из культурного слоя стоянки Афонтова гора II под г. Красноярском. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. отлож. АН СССР, № 8.

Дедок Т. А. 1958. Каменноугольные отложения верховья р. Верхней Таймыры (по результатам полевых работ 1958 г.). Информ. бюлл. НИИГА, вып. 11.

Дембо Т. М. 1941. Петрология месторождения группы Эльдorado в северной Енисейской тайге. Тр. НИГРИЗолото и тр. «Золоторазведка», вып. 14.

Дембо Т. М. 1943. Метасоматические псевдопорфиры Енашиминского района северной Енисейской тайги. Зап. Всеросс. минер. об-ва, II сер., ч. 72, вып. 3—4.

Дембо Т. М. 1947. Золотоносные граниты северной Енисейской тайги. Сб. мат-лов по геол. золота и платины, вып. 3.

Дембо Т. М. 1948. Гурахтинские и каламинские граниты Северо-Енисейской тайги. — Сов. геол., № 32.

Дембо Т. М. 1952. Геологическое строение и золотое оруденение северной части Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИЗолото, вып. 19.

Дембо Т. М. 1954. Геологическое строение и золотое оруденение северной части Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИЗолото, вып. 20.

Дембо Т. М. 1956. Явления анатексиса, гибризма и ассимиляции каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. — Сов. геол., № 41.

Деменницкая Р. М. 1951. О глубинном строении Малохетско-Точинской площади по данным сейсморазведки. Тр. НИИГА, т. 17. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 1.

Деменницкая Р. М. 1953. О глубинном строении Яковлевского района. Геофизические методы разведки в Арктике. Тр. НИИГА, т. 51. Сб. статей, вып. 2.

Деменницкая Р. М. 1954. К вопросу о глубинном строении Суходудинского района. Тр. НИИГА, т. 78. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 3.

Деменницкая Р. М. 1954а. Новые данные о тектонике Долганского района. Тр. НИИГА, т. 78. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 3.

Деменницкая Р. М., Иванов С. И., Михайлов Н. Н. 1954. О геологической структуре южного Тигяна по данным геофизической разведки. Тр. НИИГА, т. 78. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 3.

- Дементьев В. А. 1940. Опыт геоморфологического районирования Западно-Сибирской низменности. Изв. Всесоюзн. географ. об-ва, т. 72, вып. 3.
- Дементьев В. А., Кесь А. С. 1947. Западно-Сибирская низменная равнина. Геоморф. районирование СССР. Изд. АН СССР.
- Демокидов К. К. 1956. Стратиграфия кембрия северной части Сибирской платформы. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. схем Сибири. (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.
- Демокидов К. К. 1957. К стратиграфии синийских отложений севера Сибирской платформы и Хараулахских гор. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 4.
- Демокидов К. К. 1957а. Расчленение синийских и кембрийских отложений севера Сибирской платформы. Бюлл. научно-техн. информ. № 5 (10).
- Демокидов К. К. 1958. О стратиграфическом расчленении кембрийских отложений севера Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 67.
- Демокидов К. К., Чернышева Н. Е., Писарчик Н. К. и Некрасова О. М. 1958. Стратиграфия и фации кембрия Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 80.
- Демокидов К. К., Кабаньков В. Я., Лазаренко Н. П. и Савицкий В. Е. 1959. Новые данные по стратиграфии кембрийских отложений Анабарской антеклизы. Тр. НИИГА, т. 102.
- Демокидов К. К., Савицкий В. Е., Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я., Лазаренко Н. П. 1959. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 101.
- Дербигов И. В. 1938. Варисский интрузивный комплекс Западного Саяна. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., № 2.
- Дербигов И. В. 1956. Элементы тектоники Урало-Сибирской геосинклинальной области. Вопр. геол. Западно-Сибирской низменности. Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 15.
- Дербигов И. В. 1958. Тектоническая схема фундамента Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ.
- Дербигов И. В., Бенько Е. И. 1958. Схема тектогенеза мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 4.
- Дервиз Т. Л. 1958. О возрасте нижних горизонтов мезозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, геол. сб. 3, вып. 126.
- Державин А. Н. 1893. Отчет о геологической экскурсии на р. Томь в 1891 г. Изв. Томск. гос. ун-та, кн. V.
- Дибнер А. Ф. 1953. Спорово-пыльцевые комплексы из пермских отложений роторной скважины Р-150 на южном Тигяне (Нордвикский район). Тр. НИИГА, т. 53.
- Дибнер А. Ф. 1954. Спорово-пыльцевые спектры из верхнепермских отложений скважины Р-201 (участок Сындаско, Нордвикский район). Тр. НИИГА, т. 78. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 3.
- Дибнер А. Ф. 1958. О возрасте верхнепалеозойских отложений Нордвикского района по данным палинологического анализа. Тр. НИИГА, т. 67.
- Дибнер А. Ф. 1958. Спорово-пыльцевые комплексы верхнепалеозойских отложений северо-востока Сибирской платформы и верховьев Вилюя и их стратиграфическое значение. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 9.
- Дибнер В. Д. 1951. К вопросу о причинах накопления аномально мощных толщ речных отложений. (На примере низовья р. Енисея.) Тр. НИИГА, т. XIX. Сб. статей по геологии Арктики.
- Дибнер В. Д., Стрелков С. А. 1951. О значении термокарстовых форм рельефа поймы для определения границ зоны мерзлоты в Сибири. Тр. НИИГА, т. 19, вып. 2.
- Дибнер В. Д., Фрейберг Е. Н. 1952. Геологическое строение и полезные ископаемые территории, тяготеющей к западному побережью Таймырского озера. (Автореф. отчета, 1950 г.) Тр. НИИГА, т. 38, Рефераты, сб. № 2.
- Дибнер В. Д. 1954. Материалы по стратиграфии меловых отложений Гыданского полуострова. Тр. НИИГА, т. 43. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 3.
- Дибнер В. Д. 1958. Возможная диапировая структура в бассейне р. Пясны. Тр. НИИГА, т. 80.
- Дибнер В. Д. 1958а. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений и геоморфологии северо-восточного Таймыра. Тр. НИИГА, т. 80.
- Дибнер В. Д., Чайка Л. А. 1958. К вопросу об источниках сноса верхнепалеозойских терригенных отложений гор Бырранга. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 11.
- Дитмар В. Г. 1934. Геологические исследования в верховьях р. Вилюя. Изв. РГО, т. 66.

Дитмар В. И., Мордовский В. Т. 1956. История геологического развития и тектоническое районирование Рыбинской впадины. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. VII.

Дмитриев Е. Д. 1952. В краю причудливых скал. — Природа, № 2.

Довгаль В. Н. 1958. Геология девонского магматического комплекса района Абаканского железорудного месторождения. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 3.

Додин А. Л. 1941. Кембрийские карбонатные отложения Усинского района. — Сов. геол., вып. 3.

Додин А. Л. 1948. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Госгеолиздат.

Додин А. Л. 1956. Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинальной области. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 8.

Додин А. Л. 1956а. Сравнительная схема стратиграфии кембрия Алтае-Саянской области. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратиграфии Сибири. (II). Секц. стратиграфия кембрия, ордовика и силура. Госгеолтехиздат.

Додин А. Л. 1956б. Стратиграфия докембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Сангилены. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратиграфии Сибири. (III). Секц. стратиграфия докембрия. Госгеолтехиздат.

Додин А. Л. 1956в. Схема стратиграфии ордовикских отложений Алтае-Саянской области. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратиграфии Сибири. (II). Секц. стратиграфия кембрия, ордовика и силура. Госгеолтехиздат.

Додин А. Л. 1958. Схема стратиграфии докембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Тувы. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратиграфии Сибири. Госгеолтехиздат.

Долгих Б. О. 1943. Новые данные о плавании русских Северным морским путем в XVII в. — Проблемы Арктики, № 2.

Дорофеев П. И., Межвилк А. А. 1956. О плиоценовых отложениях и флоре с р. Курейки. Докл. АН СССР, т. 110, № 3.

Дорошко С. М., Чиркова-Залесская Е. Ф. 1954. О нижнедевонских отложениях в Северо-Минусинской впадине. Докл. АН СССР, т. 98, № 1.

Дорошко С. М., Чиркова-Залесская Е. Ф. 1955. О присутствии нижнедевонских отложений в Северо-Минусинской впадине. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. V.

Дорошко С. М. 1957. Формирование некоторых локальных структур Минусинской депрессии. Докл. АН СССР, т. 114, № 3.

Дорошко С. М. 1958. К стратиграфии среднепалеозойских отложений района оз. Матарак и Шунет (Северо-Минусинская впадина). Докл. АН СССР, т. 118, № 2.

Дорошко С. М. 1958а. О верхнедевонских отложениях Шарыповского района Красноярского края. Докл. АН СССР, т. 119, № 3.

Драгунов В. И. 1956. О возрасте пограничных толщ кембрия и докембрия Сибирской платформы. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратиграфии Сибири. (III). Секц. стратиграфия докембрия. Госгеолтехиздат.

Драгунов В. И. 1956а. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности нижнего и среднего течения р. Сухой Тунгуски. Сб. научно-техн. информ. Техн. упр. МГиОН СССР, № 2.

Драгунов В. И. 1958. К вопросу о выделении и расчленении синийских отложений на Сибирской платформе. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратиграфии Сибири. Докл. по стратиграфии докембрия. Изд. АН СССР.

Драгунов В. И. 1958. Находка *Sabellidites* в синийских отложениях западного обрамления Тунгусской синеклизы. Докл. АН СССР, № 4.

Драгунов В. И., Штейн Л. Ф. 1958. Уточнение границ кембрийских и докембрийских отложений в низовьях р. Енисея. Бюлл. научно-техн. информ. МГиОН СССР, № 4 (16).

Драгунов В. И. 1959. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 23.

Драгунов В. И. 1959а. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сиб. платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 23.

Дробышев И. В., Казаринов В. П. 1958. Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 114.

Дубатовов В. Н., Бульванкер Э. З., Наливкин Б. В., Балашев З. Г., Максимова З. А. (под ред. М. А. Ржоннической). 1952. Материалы к изучению фауны таштыпской свиты Минусинской котловины. Тр. ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. Сб. статей.

Дубатовов В. Н. 1953. Некоторые среднедевонские табуляты Минусинской котловины. Уч. зап. ЛГУ, № 159, сер. геол., № 3.

- Дубок А. П., Житков М. Н. 1934. Геологическое строение верховьев р. Томи. Мат-лы по геол. Зап. Сибири, вып. 17.
- Думитрашко Н. В., Каманин Л. Г. 1946. Палеогеография Средней Сибири и Прибайкалья. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 37.
- Егиазаров Б. Х. 1951. О находке верхнемезозойских отложений на п-ове Челюскин. Тр. НИИГА, т. X. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 1.
- Егиазаров Б. Х. 1957. Геологическое описание архипелага Сесерной Земли. Тр. НИИГА, т. 81.
- Егоров Н. И. 1953. Площадь области вечной мерзлоты в СССР. Тр. Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. 12.
- Егоров Л. С., Гольбурт Т. Л., Шихорина К. М. 1959. О форме и механизме образования Гулинской интрузии. Тр. НИИГА, т. 107.
- Еленев А. С. 1886. Сообщение о Бирюсинских пещерах. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 17, № 34.
- Еленев А. С. 1890. О Бирюсинских и Карауленских пещерах. Памятная книга Енисейской губернии. Красноярск.
- Еленев А. С. 1893. Естественногеографический очерк р. Енисея. От Енисейска до Туруханска. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 24, № 3—4.
- Емельянцева Т. М., Наливкин Д. В. 1936. Палеозойские отложения п-ова Юрунг-Тумус (устье Хатанги). Тр. АНИИ, т. 41.
- Емельянцева Т. М. 1939. Геологическое исследование в районе Нордвика и о-ва Бегичева в 1933 г. Геол. исследования Нордвик-Хатангского р-на и Таймырского полуострова. Сб. по работам 1933—1936 гг.
- Емельянцева Т. М. 1939а. Геологические исследования в районе рек Хеты, Хатанги и Таймырского полуострова в 1935—1936 гг. Геол. исследования Нордвик-Хатангского р-на и Таймырского полуострова. Сб. по работам 1933—1936 гг.
- Емельянцева Т. М. 1955. Геологическое строение и перспективы нефтеносности северной части Хатангско-Анабарского междуречья Нордвикского района. Тр. НИИГА, т. 37. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики.
- Ермилов И. Я. 1933. Геологические исследования на Гыданском полуострове в 1927 г. Тр. Полярного ком. АН СССР, вып. 9.
- Ермилов И. Я. 1935. О некоторых особенностях речных отложений Северо-Западной и Северной Сибири. Тр. Полярного ком. АН СССР, вып. 20.
- Ермолов В. В. 1958. О формировании основных элементов рельефа окраины Средне-Сибирского плоскогорья между реками Котуем и Попигаем. Тр. НИИГА, т. 72.
- Ефремов И. А. 1939. Первый представитель древнейших четвероногих из Сибири. Докл. АН СССР, т. XXIII, № 1.
- Ефремов И. А. 1953. Вторая находка пермского земноводного в Тунгусском бассейне Сибири. Докл. АН СССР, т. 91, № 4.
- Ефремов И. А., Вьюшков Б. П. 1955. Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 46.
- Жадринский В. 1945. Некоторые сведения по геоморфологии Таймыра и Северной Земли. — Проблемы Арктики, № 5—6.
- Жарков М. А. 1957. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Сибирской платформы. — Новости нефт. техн., № 6.
- Жижина М. С. 1953. Фаунистическая характеристика палеозойских отложений Енисейско-Ленского края. Тр. НИИГА, т. LXI.
- Жижина М. С. 1954. Новые находки коралловой фауны на Новой Земле, Таймыре и в других районах Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 43. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 3.
- Жижина М. С. 1956. Некоторые ордовикские табуляты Восточного Таймыра. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6.
- Жижина М. С. 1956а. Палеонтологическое обоснование силурийских отложений Таймырского полуострова по фауне кораллов. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифц. стратигр. схем Сибири. (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.
- Жижина М. С., Злобин М. Н., Марков Ф. Г. 1956. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений Таймырского полуострова. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифц. стратигр. схем Сибири. (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.
- Жижина М. С. 1957. Новые виды силурийских фавозитид Таймыра. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 3.
- Жижина М. С., Смирнова М. А. 1957. Новые фавозитиды ландовери и

венлока Восточного Таймыра. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 6.

Жузе А. П. 1952. Диатомовые водоросли в отложениях четвертичного возраста. Мат-лы по четвертичн. периоду СССР, АН СССР, вып. 3.

Жузе А. П. 1959. Диатомовые водоросли в четвертичных отложениях района находки Таймырского мамонта. Ледниковый период на террит. Европ. ч. СССР и Сибири. Изд-во МГУ.

Жуков Л. Н., Калманкин П. П., Яцук В. И. 1939. Материалы к геологии Чулымо-Енисейского угленосного бассейна. Мат-лы геол. Карсноярского края, № 5.

Журавлева И. Т. 1951. О возрасте археоциатовых горизонтов Сибири. Докл. АН СССР, т. 80, № 2.

Журавлева И. Т. 1954. Археоциаты Сибирской платформы и их значение для стратиграфии кембрия Сибири. — *Вопр. геол. Азии*, т. 1.

Журавлева И. Т. 1955. К познанию археоциат Сибири. Докл. АН СССР, т. 104, № 4.

Журавлева И. Т. 1955а. Археоциаты кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 56.

Журавлева И. Т., Кордэ К. Б. 1955. Находки губки *Archaeospongia* в отложениях нижнего кембрия Сибири. Докл. АН СССР, т. 104, № 3.

Журавлева И. Т. 1957. Археоциаты, их развитие и стратиграфическое значение. (Автореф. доклада.) Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3.

Журавлева И. Т. 1959. Археоциаты базаихского горизонта р. Кии. Докл. АН СССР, т. 124, № 2.

Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В. 1959. Биостратиграфия нижнего кембрия складчатого обрамления Минусинской впадины. Бюлл. МОИП, т. 64, отд. геол., вып. 2.

Журавлева Ф. А. 1955. О находках эмбриональных раковин прямых наутилоидей в силуре р. Курейки. Бюлл. МОИП, т. 30, вып. 1.

Журавлева Ф. А. 1957. Некоторые новые таксономические единицы отряда *Actinocerata*. Сб. мат-лов к основам палеонтол., вып. 1.

Зайцев А. М. 1892. Геологическая экскурсия в верховья р. Томи. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 23, № 1.

Зайцев А. М. 1892а. Геологический очерк Балыксинской системы приисков Кузнецкого округа, Томской губернии. Вестн. золотопром., № 1, 2, 3, 4, 6. Томск.

Зайцев А. М. 1892б. К геологии южной золотоносной системы Енисейского округа. Материал, собранный Д. В. Клеменцом в юго-восточной части системы в 1889 г. Вестн. золотопром., № 7—10 и 13.

Зайцев А. М. 1896. Геологические исследования 1894 г. по линии Сибирской железной дороги между р. Томью и Ачинском и в бассейне рек Яи и Кии. Предварительный отчет о геологических исследованиях Сиб. ж. д., вып. 1.

Зайцев А. М. 1896а. Петрографический материал, собранный П. Н. Крыловым в 1892 г. на Саянах и в Урянхайской земле. Изв. Томск. гос. ун-та, кн. 9.

Зайцев А. М. и Реутовский В. С. 1896. Геологическая карта северо-восточной части Томского горного округа. Томск.

Зайцев А. М. 1902. Озеро Шира и его окрестности. Изв. Томск. гос. ун-та, кн. 22.

Зайцев А. М. 1904. На оз. Шира. Заметки и впечатления поездки 1903 г. Вестн. золотопром., № 13, 14.

Зайцев А. М. 1905. Озеро Шира и его окрестности (дополнительные наблюдения) 1903 г. Изв. Томск. гос. ун-та, кн. 27.

Зайцев А. М. 1905а. Озеро Шира и его окрестности. Горн. и золотопром. Изв., № 1.

Зайцев А. М. 1907. О некоторых породах р. Маны, Енисейской губернии. Изв. Томск. гос. ун-та, кн. 28.

Зайцев А. М. 1910. Геологические исследования в районе Сибирской железной дороги между реками Обью и Чулымом. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д. вып. 30.

Зайцев Н. С. и Покровская Н. В. 1950. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Зайцев Н. С. 1954. О тектонике южной части Сибирской платформы. *Вопр. геол. Азии*, т. 1. Изд. АН СССР.

Зайцев Н. С. и Ляхович В. В. 1955. Ультрасосновые жильные породы Чадобецкого поднятия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Зайцев Н. С. 1958. Сибирская платформа. Тектоника нефтеносных областей, т. II. Изд. АН СССР,

- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. 1958. К строению Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., № 6.
- Заклинская Е. Д. 1953. Описание пыльцы и спор некоторых видов растений Полярной тундры. Тр. Ин-та нефти АН СССР, вып. 142, сер. геол., № 59.
- Заклинская Е. Д. 1954. К вопросу о растительном покрове в эпоху жизни и гибели таймырского мамонта. Докл. АН СССР, т. 98, № 3.
- Заклинская Е. Д. 1959. Споры-пыльцевые спектры четвертичных отложений района находки таймырского мамонта. Ледниковый период на террит. Европ. части СССР и Сибири. Изд-во МГУ.
- Залесский М. Д. 1912. О *Cordaites gopperti* sp. из Сибири и о тождестве его с *Noeggerathiopsis hislopi* Bundury флоры Гондваны. Тр. Геолкома, вып. 86.
- Залесский М. Д. 1917. О *Noeggerathiopsis aequalis* Gopp. sp. и листьях *Mesopitys tchichatsheffi* Gopp. Зап. Изв. АН СССР, № 16.
- Залесский М. Д. 1918. Палеозойская флора Ангарской серии. Тр. Геолкома, вып. 174.
- Залесский М. Д. 1926. К палеозойской флоре Ангарской серии. Изв. Геолкома, т. XV, вып. 5.
- Залесский М. Д. 1934. О новом девонском растении *Blasarica* ng. et sp. Изв. АН СССР, VII сер., № 2—3.
- Залесский М. Д. и Чиркова Е. Ф. 1933. Распределение ископаемой флоры по геологическим разрезам антраколита в Кузнецком и Минусинском бассейнах и разделение его на основании этой флоры. Изд-во АН СССР.
- Залесский С. И. 1894. К вопросу о мерзлой почве и ледяных слоях в Сибири. Тр. Томск. о-ва естествоиспыт. и врачей, т. IV, прот. 61—63, Томск.
- Заметка о девонских отложениях Минусинского округа. 1891. Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. XI.
- Заметка об экспедиции И. П. Толмачева в Енисейской губернии. Вестн. золотопром., № 10.
- Западная Сибирь. 1907. Полное географическое описание нашего отечества под редакцией В. П. Семенова-Тяньшанского, т. XVI. Изд. «Россия». — С-Пб.
- Запорожцева А. С. 1954. Нижнепалеозойские отложения района Усть-Порта. Тр. НИИГА, т. 78; сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 3.
- Запорожцева А. С. и Кравцова А. И. 1956. Гидротит-лептохлорит-каолинитовые породы среднего триаса северной части Анабаро-Хатангского междуречья. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6.
- Запорожцева А. С. 1957. Продукты коры выветривания в основании отложений мезозоя Усть-Енисейского района. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6.
- Запорожцева А. С. 1958. Туфогенно-аргиллитовая толща Усть-Енисейского района и ее происхождение. Тр. НИИГА, т. 67.
- Зауер В. В. и Зубаков В. А. 1958. Палинологическое обоснование расчленения четвертичных отложений Осиновского района долины р. Енисей. Докл. АН СССР, т. 120, № 1.
- Зеgebарт Д. К., Старостина З. М. 1935. К вопросу о геологической истории северо-восточной части Ленско-Енисейского поля и северной части Байкальской складчатой зоны. — Пробл. сов. геол., № 4.
- Зеgebарт Д. К. и Шпилько А. Г. 1951. К стратиграфии и литологии палеозойских отложений междуречья Нижней Тунгуски и Бахты. Сб. мат-лов по геол. золота и платины, вып. 4 (14).
- Зеgebарт Д. К. 1956. Основные черты тектонического строения правобережья р. Енисей, между устьями рек Подкаменной Тунгуски и Дудинки. Тр. НИГРИЗОлото, вып. 21.
- Землетрясение (в Красноярске). 1858. Журн. Мин-ва внутренних дел, ч. XXXI, отд. 5.
- Земляков Б. Ф. и Эпштейн С. В. 1936. Обзор исследований по четвертичным отложениям СССР с 1932 по 1935 г. Мат-лы по четвертич. периоду СССР, вып. 1, ОНТИ.
- Земцев А. А. 1957. Геоморфология и геоморфологическое районирование северо-востока Западно-Сибирской низменности. Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучению четвертич. периода.
- Земцев А. А. 1957а. Четвертичные отложения Таз—Турухан—Хетского междуречья. Докл. VII научн. конф. Томск. гос. ун-та, посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4.
- Земцев А. А. 1957б. Последнее (зырянское) оледенение северо-востока Западно-Сибирской низменности. Докл. VII научн. конф. Томск. гос. ун-та, посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4.

- Земцев А. А. 1958. О границах распространения и времени образования вечной мерзлоты в Западно-Сибирской низменности. Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., № 1.
- Земцев А. А., Тельцова М. М. 1958. Минералогический состав четвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., № 2.
- Земцев А. А. 1959. Реликтовая мерзлота в Западно-Сибирской низменности. Ледниковый период на террит. Европ. части СССР и Сибири. Изд-во МГУ.
- Земцев А. А. 1959а. Некоторые данные о минералогическом составе отложений мезо-кайнозоя бассейнов рек Таза и Турухана. Научн. докл. Высшей школы. — Геолог.-географ. науки, № 1.
- Земцев А. А. 1959б. О зандровой равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности. Ледниковый период на террит. Европ. части СССР и Сибири. Изд-во МГУ.
- Земцев А. А. и Шацкий С. Б. 1959. К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Ледниковый период на террит. Европ. части СССР и Сибири. Изд-во МГУ.
- Зенкова Е. Я. 1954. Печеночные мхи из района раскопок Таймырского мамонта. — Ботан. ж., т. 39, № 6.
- Златковский В. К. 1878. Геогностические наблюдения в окрестностях Красноярска. Тр. С.-Петерб. о-ва естествоиспытателей, т. 14, вып. 2.
- Златковский В. К. 1885. Краткий отчет о геологических экскурсиях, совершенных на средства Восточно-Сибирского отд. Русск. геогр. о-ва, 1883 и 1884 гг. по Канскому Красноярскому округам Енисейской губернии. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 16, № 1—3.
- Злобин М. Н. 1952. Геологическое строение района междуречья Анабара и верховьев р. Рассохи. (Автореф.). Тр. НИИГА, т. 38. Рефераты, сб. 2.
- Злобин М. Н. 1958. О синийском комплексе на восточном Таймыре. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 9.
- Знаменский И. 1910. Заметка о сибирской гальке. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 41.
- Зоненшайн Л. П. 1956. Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агул (Восточный Саян). Тр. ВАГТ, вып. 2.
- Зубаков В. А. 1956. К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения р. Енисея. Мат-лы ВСЕГЕИ по четвертич. геологии и геоморфологии СССР, вып. 1. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 17.
- Зубаков В. А. 1957. К стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея на участке Осиново—Туруханск. Тр. Межд. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Зубаков В. А. 1957а. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Приенисейской части Сибири. Тез. докл. Всесоюзн. межвед. совещ. по изуч. четвертич. периода. Госгеолтехиздат.
- Зубаков В. А. 1957б. О ледниково-моренных отложениях Западной Сибири и границах распространения санчуговской трансгрессии по Енисею. Докл. АН СССР, т. 115, № 6.
- Зубаков В. А. 1958. Стратиграфия четвертичных отложений ледниковой зоны Приенисейской Сибири. Докл. АН СССР, т. 119, № 4.
- Зубаков В. А. 1958а. Корреляция четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Приенисейской Сибири. Докл. АН СССР, т. 120, № 5.
- Зубаков В. А. 1959. О расчленении отложений санчуговской (бореальной) трансгрессии и о месте енисейского оледенения в стратиграфической схеме. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 6.
- Зубков А. И. 1948. К истории развития растительности в четвертичное время на севере Западно-Сибирской низменности. — Проблемы Арктики, № 1.
- Зубков А. И. 1948а. Новые данные о распространении древесной растительности на Таймырском полуострове в послеледниковое время. Докл. АН СССР, т. IV.
- И. П. 1877. Путевые заметки с верховьев Енисея. Изв. Сиб. отд. РГО, т. VIII.
- Иваня В. А. 1953. Первая находка известняка с уральской фауной кораллов *Rugosa* около устья Надыма. — Вопросы географии Сибири, сб. 3.
- Иваня В. А. 1957. Систематический состав кораллов *Rugosa* в девоне Саяно-Алтайской горной системы. Докл. VII научн. конф., Томск. гос. ун-та, посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4.
- Иваня В. А. 1958. Основные этапы развития *Rugosa* в девоне Саяно-Алтайской горной системы и их фациальная приуроченность. Уч. зап. Томск. гос. ун-та, № 34.

Иванов А. И. 1958. Новые данные по стратиграфии пермо-триасовых эффузивных образований Таймырского полуострова. Тр. НИИГА, т. 67.

Иванов А. И. и Пирожников Л. П. 1959. Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 127, № 5.

Иванов Б. А. 1947. Геологические исследования южной окраины Тунгусского бассейна. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32.

Иванов Б. А. 1954. О геологии сибирских траппов. Тр. Иркутск. ун-та, сер. геол., т. 6, № 2.

Иванов Б. А. 1954а. «Древние галечники» южной части Сибирской платформы. Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. VI, вып. 2.

Иванов Г. А. 1927. Работы по составлению детальной 2-верстной геологической карты района Приенисейско-Абаканской угленосной мульды. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг.

Иванов Г. А. 1929. Детальная геологическая съемка Приенисейско-Абаканской мульды Минусинского каменноугольного бассейна. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг.

Иванов Г. А. 1929а. Приенисейско-Абаканская мульда Минусинского каменноугольного бассейна, Хакасский округ Сибирского края. Изв. Геолкома, т. 48, № 3.

Иванов К. В. Об угленосном пермо-карбоне в северо-западной части Минусинской котловины. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. 1—2.

Иванов С. И., Дементицкая Р. М. 1950. Сейсмическая разведка Южно-Тиганской структуры. Тр. НИИГА, т. 4. Сб. статей, вып. 1.

Иванова В. А. 1956. Зональное распределение кривошлущего и мангазейского ярусов среднего ордовика Сибирской платформы по фауне остракод. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратиграфической схемы Сибири. (III). Секц. стратиграфия кембрийск., ордовик. и силурийск. отлож. Госгеолтехиздат.

Иванова Е. А., Сошкина Е. Д., Астрова Г. Г. и Иванова В. В. 1955. Фауна ордовика и готландия нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, ее экология и стратиграфическое значение. Тр. Палеонтол. ин-та, т. 56. Мат-лы по фауне и флоре палеозоя Сибири.

Ивановский А. Б. 1958. О *Pseudocumpphyllum* — новом роде кораллов *Rugosa* из бейской свиты Южно-Минусинской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 124.

Ивановский А. Б. 1959. К вопросу о стратиграфическом положении нижне-лудловского подъяруса в пределах западной части Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 125, № 3.

Ивановский А. Б. 1959а. О некоторых колониальных кораллах *Rugosa* с р. Сухой Тунгуски. Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геолог., геофиз. и минерал. сырья, вып. 2.

Ивановский Л. Н. 1954. Террасы долины Енисея от г. Енисейска до устья р. Большой Кас. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 132.

Иванчук П. К. и Накоряков В. Д. 1958. О строении восточного борта Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 118, № 3.

Ижицкий Н. Л. 1895. Геологические работы в Красноярском и Канском округах Енисейской губернии в 1893 г. — Горн. ж., т. II, № 4.

Ижицкий Н. Л. 1896. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги в 1894 г. Предварительный отчет о геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 3.

Ижицкий Н. Л. 1900. Предварительный отчет об исследованиях 1898 г. (бассейны Печенги, Ишимбы и Горбилка). Геол. исследов. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, ЗСГУ, вып. 1.

Ижицкий Н. Л. 1901. Краткий предварительный отчет за 1899 г. Геол. исследов. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 2.

Ижицкий Н. Л. 1903. Геологические исследования в 1901 г. (бассейны рек Чиримбы и Вангаша). Предварительный отчет. Геол. исследов. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 4.

Ижицкий Н. Л. 1904. Геологические исследования в 1902 г. Планшеты Ж-4 и 5, рек Тис и Вятка. (Предварительный отчет.) Геол. исследов. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 5.

Ильин Р. С. 1934. О рыхлой толще области верховий рек Сыды и Шуши. Вестн. ЗСГГГТр., вып. 1.

Ильина Н. С. 1945. К вопросу о геотектонике Восточных Саян. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20 (3—4).

Ильюшин А. Д. Жапаридзе М. К. 1956. Петрография отложений бейской свиты Минусинской котловины и палеогеография времени их образования. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. VII.

Исключь Н. В. 1957. Кораллы с Подкаменной Тунгуски. Тр. Геол. музея им. Карпинского, вып. 1.

Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. 1896—1910. Вып. 1, 2, 3, 7, 13, 28 и 30.

Исследования по составлению десятиверстной карты Азиатской России. 1913. Отчет о состоянии и деятельности Геолкома.

Ицканов С. Р. 1956. О следах древней гидрографической сети в бассейне среднего течения р. Енисея. Изв. АН СССР, сер. географ., № 5.

К. А. 1906. Экспедиция И. П. Толмачева для исследования реки Хатанги и оз. Есеея. Землеведение, т. 13, кн. 1—2.

Кабаньков В. Я. 1956. К вопросу о возрасте древних толщ северо-востока Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 89. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 6.

Каденский А. А. 1958. Проблема образования чарнокитов. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та, т. 172. Кафедра геологии и минералогии.

Казаков И. Н. 1956. Стратиграфия докембрийских образований Западного Саяна. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифици. стратигр. схем Сибири. (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.

Казаков И. Н. 1956а. Стратиграфия нижнепалеозойских образований Западного Саяна. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифици. стратигр. схем Сибири. (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.

Казаков И. Н. 1958. Основные черты тектоники Западного Саяна. Информ. сб. ВСЕГЕИ, вып. 5.

Казаков И. Н. 1958а. Стратиграфия докембрийских образований Западного Саяна. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифици. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.

Казанский Ю. П. 1954. Касская свита северо-востока Чулымо-Енисейской впадины. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 132.

Казанский Ю. П. 1956. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рек Б. Дубчеса, Сыма и Б. Каса. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 135.

Казанский Ю. П. 1956а. Опыт комплексного петрографо-минералогического исследования отложений сымской свиты в бассейне р. Сыма. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 135.

Казанский Ю. П. 1958. О распределении обломочных минералов тяжелых фракций в мезозое юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 124.

Казаринов В. П. 1945. Геология коры выветривания западной части стыка Кузнецкого Алатау и Чулымо-Енисейской впадины. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 3.

Казаринов В. П. 1948. Третично-меловая кора выветривания западной части стыка Кузнецкого Алатау и Чулымо-Енисейской впадины. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 1.

Казаринов В. П. 1957. Структурно-тектоническая схема Западно-Сибирской низменности. СНИИГГИМС.

Казаринов В. П. 1958. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат.

Калинко М. К. 1951. Геология соляного штока купола Нордвик. Тр. НИИГА, т. X. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 1.

Калинко М. К. 1954. Основные черты геологического строения и нефтеносность Нордвик-Поппайского района. Тр. НИИГА, т. 78. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 3.

Калинко М. К. 1954а. История геологического изучения и разведки нефти и других полезных ископаемых на территории Анабаро-Хатангского междуречья. Тр. НИИГА, т. 78. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 3.

Калинко М. К. 1956. Схема тектоники Анабаро-Хатангского междуречья. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6.

Калинко М. К. 1956а. Об источниках терригенного материала в пермской и триасовый периоды на севере Средней Сибири. Докл. АН СССР, т. 108, № 1.

Калинко М. К. 1956б. Стратиграфия пермских отложений Лено-Хатангского междуречья. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифици. стратигр. схем Сибири, (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.

Калинко М. К. 1959. Стратиграфия пермских отложений Анабаро-Хатангского междуречья. Тр. НИИГА, т. 96.

Кальдянов В. П. 1934. Геоморфологические и гидрогеологические наблюдения на экспедиционном судне «Альбатрос» летом 1932 г. в Обь-Енисейской губе и прилегающей части Карского моря. — Землеведение, т. 36, вып. 3.

- Каманин Л. Г. 1938. Геоморфологический очерк Средне-Сибирской плоской возвышенности. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 29.
- Каманин Л. Г. 1947. Средне-Сибирская плоская возвышенность. Геоморфологическое районирование СССР. Изд-во АН СССР.
- Каманин Л. Г. 1954. Некоторые черты палеогеографии Средней Сибири. Вопр. географ., сб. 35.
- Каракаш Н. 1899. Меловые отложения. Обзор литературы 1896—1897 гг. Ежегодн. геол. и минерал. России, т. III, вып. 7—8.
- Кара-Мурза Э. Н. 1951. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя северной части Центральной Сибири. Тр. НИИГА, т. XVIII.
- Кара-Мурза Э. Н. 1952. Атлас пермских микроспор и пыльцы Таймырской депрессии. Тр. НИИГА, т. 31.
- Кара-Мурза Э. Н. 1954. Споры и пыльца мезозойских отложений севера Енисейско-Ленской области (юра и мел). Тр. НИИГА, т. 54.
- Кара-Мурза Э. Н. 1956. Палинологические комплексы мезозойских отложений севера Сибири. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (I). Секц. стратигр. мезозойск. и третичн. отлож. Госгеолтехиздат.
- Кара-Мурза Э. Н. 1957. К вопросу о возрасте комплексов спор и пыльцы нижнего мела Северной Арктики. Тр. НИИГА, т. 37. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 2.
- Кара-Мурза Э. Н. 1957а. Палинологические комплексы мезозойских отложений севера Сибири. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Кара-Мурза Э. Н. 1957б. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижне-меловых отложений Усть-Енисейской впадины. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 1.
- Кара-Мурза Э. Н. 1957в. Верхнемеловые и триасовые *Hystriochosphaeridae* Сов. Арктики. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 4.
- Карпинский А. 1885. Эпидиорит с р. Рыбной в Енисейском горном округе. Изв. Геолкома, т. VI, вып. 2.
- Кац С. В. 1957. Этапы развития растительности Западной Сибири в голоцене. Тр. Комис. по изуч. четвертичн. периода, вып. 13.
- Кац Я. Г., Красильников В. Н., Моссаковский А. А. и др. 1958. Стратиграфия палеозойских отложений Минусинской котловины и ее горного обрамления. Мат-лы по региональной геологии. Тр. ВАГТ, вып. 4.
- Кац Я. Г. 1959. Основные черты тектонического строения Назаровской межгорной впадины. Изв. высш. учеб. заведений. — Геология и разведка, № 2.
- Качурин С. П. 1946. О генезисе наиболее распространенных ископаемых льдов Арктики. Тр. Ин-та мерзлотоведения. АН СССР.
- Келлер Б. М. 1936. Маршрутное геологическое исследование р. Сым. Изв. РГО, т. 65, вып. 5.
- Кипарисова Л. Д., Марковский Б. П., Радченко Г. П. 1956. Мат-лы по палеонтологии ВСЕГЕИ, вып. 12.
- Кириллов А. С. 1948. О стратиграфическом разрезе меловых отложений в бассейне р. Кии. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 2.
- Кириллов А. С. 1948а. Стратиграфия меловых отложений бассейна р. Чулыма. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. 3—4.
- Кириллов М. В. 1957. Краткая характеристика истории формирования современных физико-географических условий в районе г. Красноярск. Уч. зап. Красноярск. гос. пед. ин-та, т. 8.
- Кириллов М. В. 1957а. К вопросу об эрозионных процессах на территории Красноярского края. Уч. зап. Красноярск. гос. пед. ин-та, т. 8.
- Кириллов М. В. 1957б. К вопросу о карстовых процессах на территории Красноярского края. Уч. зап. Красноярск. гос. пед. ин-та, т. 8.
- Кириллов М. В., Кравченко А. И. и др. 1957. Краткая характеристика главнейших почвенных типов зоны затопления Красноярской ГЭС. Уч. зап. Красноярск. гос. пед. ин-та, т. 10.
- Кириченко Г. И. 1940. Новые данные о геологическом строении и нефтеносности Туруханского района. — Сов. геол. вып. 9.
- Кириченко Г. И. 1940а. Главнейшие черты геологического строения юго-восточной части Туруханского района и новые данные по его нефтеносности. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 3—4.
- Кириченко Г. И. 1950. К стратиграфии отложений нижнего палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 1.
- Кириченко Г. И. и Гурьянова В. Н. 1955. К стратиграфии и литологии

терригенных отложений нижнего кембрия северных предгорий Восточного Саяна (бассейн рек Ия и Уда). Мат-лы ВСЕГЕИ, № 7.

Кириченко Г. И., 1955. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, № 7.

Кириченко Г. И. 1955а. Некоторые новые данные по геологии Енисейского кряжа (по работам 1954 г. Саяно-Енисейской экспедиции ВСЕГЕИ). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1.

Кириченко Г. И., Туганова Е. В. 1955. К вопросу о возрасте и составе «водораздельных галечников» юга Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, № 7.

Кириченко Г. И. 1956. О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4.

Кириченко Г. И. 1956а. О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4.

Кириченко Г. И. 1956б. Стратиграфия докембрия западной и южной окраин Сибирской платформ (Енисейский кряж, Туруханский район, северные предгорья Восточного Саяна). Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.

Кириченко Г. И. 1956в. Взаимоотношения синийских и кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.

Кириченко Г. И. 1957. Взаимоотношения синийских и кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. Лабор. геол. докембрия АН СССР. Госгеолтехиздат.

Кириченко Г. И. 1958. Стратиграфия докембрия западной и южной окраин Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северные предгорья Восточного Саяна). Тр. Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. Лабор. геол. докембрия АН СССР. Госгеолтехиздат.

Кириченко Г. И. 1958а. Взаимоотношение синийских и кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.

Киркинская В. Н. 1956. Литолого-петрографическая характеристика девонских отложений юго-западной части Южно-Минусинской котловины. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 15.

Киркинская В. Н. 1956а. Литология, петрография и фации девонских отложений северной части Южно-Минусинской котловины. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 16.

Кiryюшина М. Т. 1952. Автореферат отчета Кiryюшиной М. Т. и Климова Л. В. «Геологическое строение северо-западной окраины Анабарского кристаллического массива». Тр. НИИГА, т. XXXVIII. Рефераты, сб. 2.

Кiryюшина М. Т. 1957. О проявлениях новейшей тектоники в пределах Анабарского кристаллического щита и прилегающих территорий. Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. четвертич. периода. Госгеолтехиздат.

Кiryюшина М. Т. 1957а. О мезо-кайнозойских вулканогенных породах Попи-гайской котловины. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 3.

Кiryюшина М. Т. 1959. О проявлении мезо-кайнозойского вулканизма на северной окраине Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Кiryюшина М. Т. 1959а. О проявлениях новейшей тектоники в пределах Анабарского кристаллического щита и прилегающих территорий. Тр. НИИГА, т. 96.

Клеменц Д. А. 1885. Письмо о ходе экспедиции в верховья р. Абакана. Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. VII, вып. 2. Извлечение из протокола.

Клеменц Д. А. 1890. Исследования в верховьях р. Абакана. Зап. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 2, вып. 2.

Клеменц Д. А. 1890а. Краткий предварительный отчет об экскурсиях в системе р. Абакана, выполненных в 1883 г. Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. XI, Омск.

Клеменц Д. А. 1890б. Материалы, собранные Д. А. Клеменцом при экскурсиях в Верхний Абакан в 1883 и 1884 гг. (Заметки о девонских отложениях Минусинского округа и старом русле Енисея.) Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. XI.

Клеменц Д. А. 1892. Соляные озера Минусинского и Ачинского округов и девонские отложения на Верхнем Енисее. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. XXIII, вып. 3.

Клеменц Д. А. 1899. Предварительные сведения об экскурсиях в Ачинском и Канском округах. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. XX, вып. 1.

Климко С. А., Войцель З. А., Иванова Е. Н. и др. 1957. Верхнемеловые спорово-пыльцевые комплексы Чулымо-Енисейской впадины. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.

- Климова И. Г., Корнева Ф. Р. 1959. Аммониты и пелециподы из мезозойских отложений Елогуйской опорной скважины (Западная Сибирь). Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минерал. сырья, вып. 2.
- Ковалева А. Ф. 1956. О находках пылицы *Caytoniales* в верхнемеловых отложениях Чулымо-Енисейской впадины. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135.
- Ковалевская И. Г. 1957. Палеонтологическое обоснование по палинологическим данным проекта стратиграфической схемы третичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Ковтун А. Г. 1940. Стратиграфическая наземная съемка в условиях Крайнего Севера (в районе Енисейского залива). Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, т. 50. сер. географ. вып. 2.
- Кожевникова. 1910. Маршрутная съемка бассейна р. Хатанги. Зап. Военно-топогр. упр. Главн. упр. ген. штаба, ч. 64, отд. 1.
- Колосов Д. М. 1946. О развитии древнеледниковых ландшафтов Северо-Восточной Сибири. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 37.
- Коляго С. А. 1953. К вопросу происхождения коричнево-бурых глин и других покровных пород Красноярской лесостепи. Вопр. географ. Сибири, № 3.
- Коляго С. А. 1956. Четвертичные отложения правобережной части Минусинской котловины. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 133.
- Кон Ф. Я. 1914. Усинский край. Зап. Красноярского подотдела. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. II, вып. 1.
- Коников А. З. 1959. К стратиграфии докембрийских и кембрийских отложений Артемовского района (Восточный Саян). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 6.
- Кондратьева З. А. 1956. Стратиграфия и фации нижнепалеозойских отложений Присаянья. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 17.
- К определению древности и некоторых особенностей Енисейского палеолита. 1929. — Сов. Азия, № 1.
- Коптев И. И. 1958. Об интересном трилобите из нижнего кембрия Красноярского края. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90.
- Кордилов А. А. 1951. Следы древнего оледенения северной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. НИИГА, т. XIX, вып. 2.
- Кордилов А. А. 1958. Изученность минералогических коррелятивов обломочных пород Лено-Енисейской области. Тр. НИИГА, т. 80.
- Коровин М. К. 1932. Геология Западной Сибири по новейшим данным. Сб. по геологии Сибири. ЗСГУ.
- Коровин М. К. 1945. Новая позднепалеозойская Обь-Енисейская складчатая зона Западной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Коровин М. К. 1948. Геотектоническое районирование Западной Сибири. Перспективы нефтеносности Западной Сибири. Геолгиздат.
- Коровин М. К. 1954. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины. Вопр. геол. Азии, т. I, сер. А. Изд-во АН СССР.
- Коровин М. К. 1956. Геологические исследования по трассе Сибирской железной дороги в конце XIX и начале XX в. Очерки по истории геолог. знаний. Изд. АН СССР, вып. 5.
- Коровин М. К. 1956а. Основные элементы геологии и геотектонических структур Западной Сибири. Тр. Горногеол. ин-та Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 15.
- Коровяков И. А. 1948. О пикритовых эффузивных траппах северо-западной части Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 62, вып. 1.
- Короткевич В. Д. 1957. Палинологические комплексы нижнемеловых угленосных отложений Усть-Енисейской впадины. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 5.
- Кортусов М. П. 1953. Петрография интрузивных пород бассейна р. Тюртек. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 124.
- Косованов В. П. 1923. К орографии золотоносных районов Енисейской губернии. Изв. Краснояр. отд. РГО, т. III, вып. 1.
- Косой А. И. 1944. На восточном побережье Таймырского полуострова. (Опыт Восточно-Таймырской экспедиции ГГУ ГУСМП 1941—1942 гг.) Изд-во Главсевморпути.
- Костров Н. 1857. Очерки Туруханского края (северной части Енисейской губернии). Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. 4.
- Котельников Л. Г. 1925. Диабаз из предгорьев Кузнецкого Алатау. Изв. научно-техн. кружка металлургии и химии при Ленингр. политехн. ин-те, вып. 1—2.
- Котельников Л. Г. 1936. Додевонские и посткарбоновые базальты Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины. Тр. ЦНИГРИ, вып. 63.

- Котульский В. К. 1943. Об эффузивных породах Норильского района. Бюлл. Бюро техн. информ. Норильского комбината, № 2.
- Кочетков Т. П. 1938. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Сибири. — Сов. геол., т. VIII, № 12.
- Кочетков Т. П. 1939. Предварительные данные по стратиграфии, тектонике и угленосности Ефремовского поднятия. Тр. АНИИ, т. 121. Мат-лы по геологии и угленосности Зап. Таймыра.
- Кравков М. 1927. Геологическая экспедиция общества изучения Сибири. — Сибиреведение, № 8—10.
- Кравцов А. Г. 1958. Стратиграфия силурийских отложений северо-западной части Сибирской платформы (Норильский и Имангдинский районы). Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 11.
- Кравцов А. Г., Голубков В. С. 1958. К вопросу о возрасте каларгонской свиты и ее положения в разрезе северо-западной части Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 9.
- Кравцова Л. И. 1958. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне р. Джалтуга в Приенисейском районе. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 9.
- Крамаренко Н. Н. 1952. Новые трилобиты из силура бассейна р. Подкаменной Тунгуски. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 86, № 2.
- Крамаренко Н. Н. 1956. Новый ряд трилобитов моноракеид из ордовикских отложений Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 109, № 5.
- Крамаренко Н. Н. 1957. Новые представители ордовикских трилобитов рода *Monorakos Schmidti* Сибирской платформы. Мат-лы к основам палеонтологии, вып. 1.
- Красильников Б. Н., Моссаковский А. А., Суворова В. С. 1955. Тектоническое строение северной части Минусинской котловины и опыт применения некоторых комплексных методов его изучения. — Сов. геол., № 42.
- Красильников Б. Н., Моссаковский А. А. 1956. К стратиграфии нижнего и среднего девона в Чебаковско-Балахтинской впадине. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифич. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.
- Красильников Б. Н., Моссаковский А. А. 1958. Складки облекания северной части Минусинской котловины и их связь с каледонскими структурами. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 2.
- Краснов В. И. 1959. О нижнем девоне Южно-Минусинской котловины. Докл. АН СССР, т. 128, № 6.
- Краснов В. И. 1959а. Девонские отложения центральной части Южно-Минусинской котловины по материалам опорного бурения. Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геолог., геофиз. и минерал. сырья, вып. 1.
- Краснов И. И. и Масайтис В. Л. 1955. Тектоника Оленекско-Вилуйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7.
- Краснопеева П. С. 1933. Об альгонкской флоре в Саралинском районе Западной Сибири. Мат-лы по геологии Зап. Сибири. ЗСГУ, вып. 4.
- Краснопеева П. С. 1936. Древнейшие водоросли Больше-Питского района Енисейской тайги. Мат-лы по геол. Зап. Сибири. ЗСГУ, вып. 35.
- Краснопеева П. С. 1936а. Некоторые данные о водорослях древнейших отложений Потехинского района Западной Сибири. Мат-лы по геологии Зап. Сибири. ЗСГУ, вып. 35.
- Краснопеева П. С. 1937. Водоросли и археоциаты древнейших толщ Потехинского планшета Хакасии. Мат-лы по геологии Красноярского края. ЗСГУ, вып. 3.
- Краснопеева П. С. 1939. Альгонкская флора и фауна Саралинского района Кузнецкого Алатау. Мат-лы по геологии Красноярского края. ЗСГУ, вып. 8.
- Краснопеева П. С. 1940. О докембрийских водорослях Кузнецкого Алатау. Тр. Конф. по изуч. производит. сил, т. II, Томск.
- Краснопеева П. С. 1943. К стратиграфии толщ района Усинского марганцевого месторождения. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. 3—4.
- Краснопеева П. С. 1944. Стратиграфия кембрия района Усинского марганцевого месторождения. Вып. 4—5, Томск.
- Краснопеева П. С. 1947. Основные комплексы археоциат Западной Сибири. Томск, № 6.
- Краснопеева П. С. 1953. Особенности камешковского комплекса археоциат в фации эффузивно-осадочных отложений на примере археоциат западной части Тувы. Тр. Томск. гос. ун-та, № 124.
- Краснопеева П. С. 1954. Новые данные к стратиграфии археоциат Зап. Сибири. Докл. АН СССР, т. 99, № 4.

- Краснопеева П. С. 1958. Палеонтологическая характеристика енисейской свиты Кузнецкого Алатау. Тр. Междвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.
- Краснопеева П. С. 1958а. Археоциатовые и археоциатово-трилобитовые горизонты кембрия Алтае-Саянской области. Мат-лы по геологии Зап. Сибири, ЗСГУ, вып. 61.
- Краснопольский А. А. 1898. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1896 г. в Западной Сибири. Геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 9.
- Краснопольский А. А. 1898а. Геологические исследования и поиски каменного угля в Марининском и Томском округах в 1896—1897 гг. Геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 14.
- Краснопольский А. А. 1898б. Геологические исследования по линии Западно-Сибирской железной дороги. Геол. исслед. Сиб. ж. д., вып. 17.
- Краткие замечания о горнокаменных породах Енисейской и Иркутской губерний. 1836. — Горн. ж., т. IV, № 10.
- Криштофович А. Н. 1927. Следы древнедевонской флоры на Урале, в Туркестане и в Сибири. Изв. Геолкома, т. 46, № 4.
- Криштофович А. Н. 1929. Открытие псилофитовой девонской флоры в Кузнецком Алатау. Вестн. Геолкома, т. IV, вып. 1.
- Кропоткин П. А. 1869. О поездке Полякова в Восточный Саян. Изв. РГО, т. V.
- Кропоткин П. А. 1875. Общий очерк орографии Восточной Сибири. Зап. РГО, т. V.
- Кропоткин П. А. 1875а. Орографический очерк Минусинского и Красноярского округов Енисейской губернии. Зап. РГО, т. V.
- Круглова К. М. 1939. Маршрутные исследования р. Большой Кемчуг от ее верховьев — с. Малый Кемчуг — до устья, впадающего в р. Чулым. Отчет ВНИГРИ за 1936 г.
- Крюгер В. А. 1930. Орошаемые земли системы рек Тубы и Сыды Минусинского округа. Тр. о-ва по изуч. Сибири и ее производит. сил., вып. VI.
- Кудрявцев Г. А. 1949. О нижнем силуре Западного Саяна. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 67, № 4.
- Кудрявцев Г. А. 1949а. Область сопряжения Западного Саяна и Тувы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24, вып. 6.
- Кудрявцев Г. А. 1950. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, № 6.
- Кудрявцев Г. А. 1952. Еще об области сопряжения Западного Саяна и Тувы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 1.
- Кудряшова В. И. 1958. К вопросу об образовании шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Кудряшова В. И. 1958а. Гидролит из эффузивных траппов среднего течения р. Нижней Тунгуски. Докл. АН СССР, т. 123, № 3.
- Кузнецов В. А. 1934. Новые данные по геологии Западного Саяна. Вестн. ЗСГГТР.
- Кузнецов В. А. 1942. Геологические результаты работ ЗСГУ 1941 г. по отрасли геологической карты. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. 1—2.
- Кузнецов В. А. 1944. Результаты работ ЗСГУ в 1942 г. по геолог. карте. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. 1—2.
- Кузнецов В. А. 1945. Результаты работ ЗСГУ в 1943 г. по геол. карте. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. 1—2.
- Кузнецов В. А. 1946. Результаты работ ЗСГУ по геологическому картированию за 1944 г. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 1—2.
- Кузнецов В. А. 1948. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. Докл. АН СССР, т. 60, № 2.
- Кузнецов В. А. 1950. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Кузнецов В. А. 1952. Южные районы Алтае-Саянской горной области (Горный Алтай, Западный Саян, Западная Тува). Тр. лабор. геол. докембрия АН СССР, № 1 (Сб. очерков докембрия отдельных районов Урала, Казахстана, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири). Изд-во АН СССР.
- Кузнецов В. А. 1952а. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Тр. Горногеол. ин-та. Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 12.
- Кузнецов В. А. 1953. Стратиграфическое положение гипербазитов Тувы и Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 4, № 1.

- Кузнецов В. А. 1954. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. *Вопр. геол. Азии*, т. 1.
- Кузнецов М. Ф. 1953. Древние вулканы и лавовые потоки на территории Средне-Сибирского плоскогорья. *Тр. Иркутск. гос. ун-та*, т. 9, № 1—2.
- Кузнецов Ю. А. 1929. Детальная геологическая съемка районов Абаканского и Камыштинского железорудных месторождений Хакасского округа. Отчет о состоянии и деятельности Геолкома за 1925—1927 гг.
- Кузнецов Ю. А. 1929а. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. *Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома*, т. VIII, вып. 3.
- Кузнецов Ю. А. 1929б. Детальная геологическая съемка Абаканского железорудного месторождения. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг.
- Кузнецов Ю. А. 1929в. Геологический очерк Камыштинского железорудного месторождения. *Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома*, т. IX, вып. 4.
- Кузнецов Ю. А. 1932. Геология района г. Красноярска. (Отчет о 10-верстной геологической съемке 1929 г.) *Изв. ЗСГРТр.*, т. XII, вып. 2.
- Кузнецов Ю. А. 1932а. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. *Вестн. ЗСГТр.*, № 3—4.
- Кузнецов Ю. А. 1938. Геологический очерк Красноярского края. Полезные ископ. Краснояр. края. Изд-во ЗСГУ.
- Кузнецов Ю. А. 1938а. Материалы к геологии южной части Енисейского края. *Вестн. ЗСГТр.*, вып. 1.
- Кузнецов Ю. А. 1941. Верхний протерозой восточной окраины Енисейского края. *Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.*, вып. 1—2.
- Кузнецов Ю. А. 1941а. Петрология докембрия Южно-Енисейского края. *Мат-лы по геол. Зап. Сибири, ЗСГУ № 15* (57).
- Кузнецов Ю. А. 1944. Гранитные интрузии Южно-Енисейского края. *Изв. Томск. индустр. ин-та*, т. 62, вып. 1.
- Кузнецов Ю. А. 1946. Докембрий Енисейского края. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 4.
- Кузнецов Ю. А. 1952. Енисейский край. *Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, № 1*. (Сб. очерков докембрия отдельных районов Урала, Казахстана, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири.) Изд-во АН СССР.
- Кузьмин А. М. 1925. Геологические исследования в районе Кузнецкого Алатау. *Изв. Геолкома*, т. IV, вып. 6.
- Кузьмин А. М. 1927. Геологические исследования в пределах юго-восточных отрогов Кузнецкого Алатау. *Изв. Геолкома*, т. 44, № 2.
- Кузьмин А. М. 1928. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. *Изв. Сиб. отд. Геолкома*, т. VII, вып. 2.
- Кузьмин А. М. 1929. Геологическая съемка восточной окраины листа 15, ряда IX. *Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома*, т. VIII, вып. 6.
- Кузьмин А. М. 1931. Следы ледниковых явлений в районе бассейна р. Бол. Абакана. *Изв. ЗСГРУ*, т. XI, вып. 1.
- Кулешов С. Л. 1934. Геоморфология долины нижнего течения Нижней Тунгуски. *Тр. Геоморф. ин-та*, вып. 11.
- Куплетский Б. М. 1937. Нефелиновые породы Союза ССР и их генетические отношения. *Тез. докл. XVII междуна. геол. конгресса АН СССР*.
- Куплетский Б. М. 1937а. Формация нефелиновых сиенитов СССР. — Петрография СССР, АН СССР, сер. II, вып. 3.
- Куплетский Б. М. 1947а. Щелочные проявления в области сибирских траплов. — Недра Арктики, № 2.
- Кушев С. Л. 1933. Геоморфология нижнего течения Нижней Тунгуски. *Мат-лы 1-го географического съезда*, вып. 11.
- Кушев С. Л. 1934. Геоморфология долины нижнего течения р. Нижней Тунгуски. *Тр. Геоморф. ин-та АН СССР*, вып. 11.
- Кушев С. Л. 1934а. Вечная мерзлота в районе нижнего течения р. Нижней Тунгуски. *Тр. КОВМ АН СССР*, т. III.
- Кушев С. Л. 1934б. К геоморфологии нижнего течения р. Нижней Тунгуски. *Тр. Полярного ком. АН СССР*, вып. 15.
- Лабазин Г. С. 1953. Общие черты геологического строения, магматизм и минеральные образования Западной Сибири. *Мат-лы по эндогенной металлогении Советского Союза. Тр. ВСЕГЕИ*.
- Лавров М. М. 1956. О нижней границе палеозоя в Сибири. *Тр. Иркутск. горномет. ин-та*, вып. 10.
- Лавров М. М. 1959. Об оселковской свите. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 8.
- Лавровский А. В. 1893. О диабазах бассейна р. Нижней Тунгуски. *Прот. о-ва естествоиспыт. Казанск. ун-та*, т. 24, Казань.

- Лаврский А. В. 1900. Плагноклазово-авгитовые породы между Енисеем и Леной. Тр. О-ва естествоиспыт. Казанск. ун-та, т. 34, вып. 1.
- Лаврушин Ю. А. 1957. Следы двухкратного пребывания льдов максимального оледенения на восточной окраине Западно-Сибирской низменности и некоторые особенности моренных отложений этой области. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 21.
- Лаврушин Ю. А. 1958. О южной границе распространения бореального моря в бассейне Енисея. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 22.
- Ламакин В. В. 1953. Первая геологическая съемка р. Ангары. Очерки по истории геол. знаний АН СССР, вып. 2.
- Лапин Б. Н. 1956. О траппах нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. Тр. Горногеол. ин-та Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 2.
- Лапин С. С. 1956. О геоморфологии и древнем оледенении долины нижнего течения р. Нижней Тунгуски. Тр. НИГРИзолото, вып. 21.
- Ларищев А. А. 1948. Микрофлора из Минусинских и Барзасских горючих сланцев девона. Уч. зап. Томск. гос. ун-та, вып. 11.
- Ларищев А. А. 1954. К стратиграфии мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 132.
- Ларищев А. А. 1957. О некоторых ископаемых остатках древесины из Западной Сибири. Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4. Томск. гос. ун-т.
- Лебедев А. П. 1951. Некоторые вопросы геологии сибирских траппов в свете новых данных. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Лебедев А. П. 1955. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 161.
- Лебедев А. П. 1957. К геохимии углерода в сибирских траппах и в некоторых других основных горных породах СССР. — Геохимия, № 2.
- Лебедев А. П. 1957а. О посленижнеюрских трапповых интрузиях низовьев р. Подкаменной Тунгуски. Докл. АН СССР, т. 116, № 4.
- Лебедев А. П. 1957б. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Лебедев А. П. 1957в. Некоторые проблемы петрологии коренных алмазоносных пород в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Лебедев А. П. 1958. О составе породообразующего клинопироксена из траппов р. Чуни (Восточная Сибирь). Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 87, вып. 6.
- Лебедев В. Г. 1959. Связь современного рельефа Западно-Сибирской низменности с мезо-кайнозойской тектоникой. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Лебедев И. В. 1938. О нижнемеловых отложениях Чулымо-Енисейского бассейна. Вестн. ЗСГТр., № 1.
- Лебедев И. В. 1950. Материалы для параллелизации юрских отложений Сибири. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 2.
- Лебедев И. В. 1954. Верхнемеловые платановые из Чулымо-Енисейской впадины. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 132.
- Лебедев И. В. 1954а. Девон юго-восточной окраины Чулымо-Енисейской депрессии. Докл. АН СССР, т. 100, № 2.
- Лебедев И. В. 1956. Тектоника восточной и юго-восточной окраин Западно-Сибирской низменности. Тр. Горногеол. ин-та Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 15.
- Лебедев И. В. 1958. Мезозойские пелелиподы из Чулымо-Енисейской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 124.
- Лебедев И. В. 1958а. Меловые отложения Чулымо-Енисейской впадины. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90.
- Лебедев И. В. 1959. Пелелиподы юрских и меловых отложений Кузнецкого и Чулымо-Енисейского бассейна (докл. на совещ. по вопр. геологии Сибири, февр. 1957 г.). Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 99, вып. 2.
- Лебедев П. И. 1934. Петрографо-геохимические исследования районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау. Тр. СОПС и Петрограф. ин-та АН СССР, сер. Сиб., вып. 15.
- Лебедева А. Г. 1940. Некоторые юрские растения из Балахтинского угленосного района. Тр. Конф. по изуч. производ. сил Сибири, т. II, Томск.
- Лев О. М. 1957. Остракоды из мисайлапской и эффузивно-туфовой свит верхней перми Нордвикского района. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 4.
- Левин Д. В., Крюков С. М. 1959. Предварительные результаты аэромагнитных исследований Верхоянской складчатой зоны Лено-Енисейского прогиба и прилегающих территорий. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 13.

- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1935. Заметка о химизме базальтов с р. Хатанги в Сибири. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 5.
- Леммлейн Г. Г. 1926. Краткий отчет о поездке в Хакасский (б. Минусинский) уезд Енисейской губернии, летом 1925 г. Докл. АН СССР.
- Лермонтова Е. В. 1926. Некоторые новые данные о кембрийских трилобитах из торгашинских известняков. Изв. Геолкома, т. 43.
- Лермонтова Е. В. 1951. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. Госгеолиздат.
- Лесгафт А. В. 1958. Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского края. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратиграфической схемы Сибири. Госгеолтехиздат.
- Либрович Л. С. 1957. Цикличность в среднеордовикских фосфоритоносных отложениях южной части Сибирской платформы. Вопр. геоморф. и геол. Башкирии, сб. 1.
- Лившиц Ю. Я. 1958. Новые данные о верхнепермских отложениях нижнего течения р. Курейки. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 12.
- Лившиц Ю. Я., Голованов Н. П. 1959. К стратиграфии вулканогенных образований района междуречья Курейки и Хантайки (сев.-зап. часть Сибирской платформы). Информ. бюлл. НИИГА, вып. 13.
- Лизалек Н. А. 1959. Петрографо-минералогическая характеристика нижне- и среднедевонских отложений Южно-Минусинской впадины. Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минерал. сырья, вып. 1.
- Липина А. О. 1951. Фораминиферы турнейского яруса и предположительного девона Нордвика (п-ов Юрунг-Тумус) Тр. НИИГА, т. 17. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 1.
- Липина А. О. 1959. Находки фораминифер в силуре и ордовике Сибири. Докл. АН СССР, т. 128, № 4.
- Литология мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. 1957. Госгеолтехиздат.
- Лихарев Б. К. и Шведов Н. А. 1958. Полуостров Таймыр и Нордвик-Хатангский район (пермская система). Геологич. строение СССР. Стратиграфия. Госгеолтехиздат, т. 1.
- Лопатин И. А. 1866. Экспедиция в Туруханский край. Изв. РГО, т. 2, отд. 2.
- Лопатин И. А. 1871. Об изборожденных и шлифованных льдом валунах и утесах по берегам р. Енисея к северу от 60° с. ш. Зап. РГО, т. IV.
- Лопатин И. А. 1873. К ответам на вопрос о происхождении ложной слоистости горных пород. Зап. Минерал. об-ва, т. VIII.
- Лопатин И. А. 1876. Некоторые сведения о ледяных слоях в Восточной Сибири. Зап. АН, т. XXIX, прилож. № 1, С.-Пб.
- Лопатин И. А. 1876а. О геологических исследованиях на р. Чулыме. Изв. РГО, т. XII, отд. II.
- Лопатин И. А. 1878. Предварительный отчет о геологическом исследовании, произведенном в 1877 г. по поручению Академии по берегам Подкаменной Тунгуски. Зап. АН, т. XXXI, кн. 2.
- Лукшо П. Ф. 1876. Сообщение о мелафирах р. Енисея, собранных Лопатиным в 1873 г. Тр. С.-Петербур. о-ва естествоиспыт., т. VII, прот. XXXVI—VII.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1956. Лимониты из о-ва Чадобец на р. Ангаре. Тр. ВАГТ, вып. 2.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы. Тр. Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. Докл. по стратиграфии мезозойской и кайнозойской отложений. Госгеолтехиздат.
- Лурье М. Л. 1955. О терминологии сибирских траппов. Мат-лы ВСЕГЕИ по геологии Сибирской платформы, вып. 7.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. 1955. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер. вып. 7.
- Лурье М. Л. 1956. Фазы вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Сб. научно-техн. информ. ВСЕГЕИ, № 3.
- Лурье М. Л. и Масайтис В. Л. 1959. Магматизм Сибирской платформы. — Сов. геол., № 4.
- Лутц Б. Г. 1959. Стратиграфия и тектоника южной части Анабарского массива. Докл. АН СССР, т. 126, № 6.
- Лучицкий В. И. и Кузнецов В. А. 1936. Петрографические провинции СССР. ГОНТИ.
- Лучицкий И. В. 1956. О соотношении флексур с разломами и складками. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2—3.

Лучицкий И. В. 1957. Об отношении девонской вулканогенной серии Минусинского межгорного прогиба к подстилающим породам. Изв. Вост. филиалов АН СССР, № 9.

Лучицкий И. В. 1957а. К вопросу о строении Минусинского межгорного прогиба. Бюлл. МОИП, т. 62, отд. геол., т. 32, вып. 2.

Лучицкий И. В. 1957б. О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.

Лучицкий И. В. 1957в. О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского межгорного прогиба. Докл. АН СССР, т. 116, № 2.

Лучицкий И. В. 1957 г. К вопросу о строении Минусинского межгорного прогиба. Бюлл. МОИП, т. 62, отд. геол., т. 32, вып. 2.

Лучицкий И. В. 1959. О флексурах Минусинского межгорного прогиба. Уч. зап. Черновиц. пед. ин-та, т. 24, сер. геол. наук, вып. 2.

Лучицкий И. В. 1960. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР.

Любер А. А. 1939. Корреляция по спорам угленосных отложений верхнего палеозоя Кузнецкого и Минусинского бассейнов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Люткевич Е. М. 1937. Усть-Енисейская экспедиция. — Проблемы Арктики, № 4.

Люткевич Е. М. 1938. Триасовые *Estheria* из верхов тунгусской серии. Тр. АНИИ, т. 101.

Люткевич Е. М. 1938а. Работы Усть-Енисейской геологической экспедиции 1937 г. — Проблемы Арктики, № 1.

Люткевич Е. М. 1938б. Енисейско-Пясинская геологическая экспедиция. — Проблемы Арктики, № 3.

Люткевич Е. М. 1939. Тектоника Карского побережья Енисейско-Пясинского района. Тр. АНИИ, т. 121.

Люткевич 1939а. К вопросу о стратиграфии западной части Таймырского угленосного бассейна. — Проблемы Арктики, № 12.

Люткевич Е. М. и Александров Д. К. 1939. Палеозой Карского побережья и Енисейского залива и его угленосность. Тр. АНИИ, т. 121.

Люткевич Е. М. 1940. Геоморфологический очерк Западного Таймыра. — Проблемы Арктики, № 7—8.

Люткевич Е. М. 1941. Нахождение пелеципод верхней перми на Западном Таймыре. Докл. АН СССР, т. 31, № 4.

Люткевич Е. М. 1948. Фациальная смена фаун пелеципод перми в конце существования геосинклинали Таймыра. Тез. докл. ГГУ ГУСМП.

Люткевич Е. М. 1949. Геологическое строение западной части Таймырского полуострова, ч. I—II.

Люткевич Е. М. 1951. О границах и распространении верхнего отдела пермской системы в северных широтах СССР. Тр. НИИГА, т. 19.

Люткевич Е. М. 1951а. Пелециподы пермских отложений Западного Таймыра. Тр. НИИГА, т. 33.

Люткевич Е. М. 1956. Сопоставление пермских отложений на площади между Верхояньем и Пай-Хоем, Таймыром и Кузбассом по фауне пелеципод морских и угленосных фаций. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отложений. Госгеолтехиздат.

Люткевич Е. М. 1957. О развитии верхнего отдела между Верхояньем и Пай-Хоем, Таймыром и Кузбассом по данным изучения фауны пелеципод морских угленосных фаций. — Геология и геохимия, № 1.

Ляхович В. В. 1950. О некоторых особенностях траппов в бассейне рек Ангара и Подкаменной Тунгуски. Докл. АН СССР, т. 70, вып. 5.

Ляхович В. В. 1953. О генезисе песчаных даек туфоогенной толщи Тунгусской серии. Докл. АН СССР, т. 90, вып. 1.

Маймина Л. Г., Мелещенко В. С. и Янов Э. Н. 1959. К вопросу об азыргальской фации среднего девона Минусинской котловины. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 6.

Макарова А. А. 1958. Опыт геоморфологического районирования бассейна нижнего течения р. Енисей. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25.

Макарова З. В. 1959. Положение полюса в триасе по остаточной намагниченности базальтовых траппов Енисей. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10.

Макаров Я. А. 1902. О следах ледникового периода в Саянских горах. Тр. С.-Петербур. о-ва естествоиспыт., т. 33, вып. 1.

Макаров Я. А. 1913. Нагорные террасы Сибири и происхождение их. Изв. Геолкома, № 8.

Малиновский В. Ю. 1957. Кайнозойские отложения и террасы бассейна Нижней Тунгуски. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.

Малиновский В. Ю. 1958. К вопросу о происхождении рельефа бассейна Нижней Тунгуски. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 22.

Малич Н. С. 1959. Палеозойская структура бассейна среднего и нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. ВСЕГЕИ, вып. 23.

Мамонт, найденный в Туруханском округе и близ с. Сухобузимского, 1889. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 20, № 3. Иркутск.

Маркевич В. П. и Гурари Ф. Г. 1957. К проекту стратиграфической схемы мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.

Маркевич В. П. 1958. К вопросу о стратиграфии Западно-Сибирской низменности. В связи с замечаниями В. Н. Сакса по поводу доклада В. П. Маркевича и Р. Г. Гурари, опубли. в «Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири», 1957 г. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 9.

Марков К. К. 1955. Проблемы древнего оледенения Сибири в связи с впечатлениями от поездки 1954 г. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 115, кн. 10.

Марков К. К. 1956. К истории природы Западно-Сибирской низменности в четвертичном периоде. Сб. акад. В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. Изд. АН СССР.

Марков Ф. Г. 1937. Схематическая геологическая карта части Красноярского края. Тр. XVII междунар. геолог. конгресса, Сибирская экскурсия, Красноярский край.

Марков Ф. Г. 1945. Новые данные по геологии Таймырской складчатой области. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 21.

Марков Ф. Г. 1945а. Геологическое строение и нефтеносность территории правобережья р. Енисея от г. Туруханска до г. Дудинки. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 17.

Марков Ф. Г. 1945б. Геологическое строение Центрального Таймыра. Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 21.

Марков Ф. Г. 1946. Геологическое строение северной части Таймырского полуострова по данным маршрутных исследований 1940—1942 гг. Тр. ГГУ ГУСМ, вып. 28.

Марков Ф. Г. 1948. Меловые отложения Таймырского озера и р. Нижней Таймыры. — Проблемы Арктики, № 3.

Марков Ф. Г. 1948а. Остатки ископаемой лошади. — Проблемы Арктики, № 1.

Марков Ф. Г. 1950. Реферат отчета Емельянцева Т. М. и Кочеткова Т. П. «О геологической съемке м-ба 1:200 000 восточного побережья Хатангского залива в районе Илья-Сындаска за 1946 г.». Тр. НИИГА, т. XII. Рефераты, сб. 1.

Марков Ф. Г. 1950а. Автореферат отчета «Геологические исследования по меридиональному пересечению от среднего течения р. Нижней Таймыры». Тр. НИИГА, т. XII. Рефераты, сб. 1.

Марков Ф. Г. 1950б. Реферат отчета Кожевина Д. В. «О маршрутной геологической съемке по рекам Попигай и Рассоха в Хатангском районе Красноярского края за 1946 г.». Тр. НИИГА, т. XII. Рефераты, сб. 1.

Марков Ф. Г. 1951. Геологические исследования по меридиональному пересечению от среднего течения р. Котуйкан через Таймырский полуостров до устья р. Нижней Таймыры. Тр. НИИГА, т. 16.

Марков Ф. Г. 1952. Геологическое строение района бухты М. Прончищевой. Тр. НИИГА, т. XXXVIII. Рефераты, сб. 2.

Марков Ф. Г. 1954. Стратиграфия палеозойских отложений Таймырского полуострова. Тр. НИИГА, т. 69.

Марков Ф. Г. 1954а. Девонские отложения Таймырского полуострова. Тр. НИИГА, т. 43. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 3.

Марков Ф. Г. 1956. Стратиграфия пермских отложений Таймырского полуострова. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.

Марков Ф. Г. 1956а. Стратиграфия девонских отложений Таймырского полуострова и северной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.

Марков Ф. Г. 1957. Стратиграфия палеозойских отложений севера Центральной Сибири. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан

- Марков Ф. Т., Равич М. Г. и Вакар В. А. 1957. Геологическое строение Таймырского полуострова. Тр. НИИГА, т. 81.
- Марков Ф. Г. 1958. Стратиграфия отложений нижнего и среднего палеозоя центральной части Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 92.
- Мартос А. 1827. Письма о Восточной Сибири.
- Мартынова О. М. 1954. Сетчатокрылое насекомое из меловых отложений Сибири. Докл. АН СССР, т. 94, № 6.
- Мартынов Н. М. 1883. Путевые заметки из поездки в северо-восточную часть Минусинского округа. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. XIV, № 3.
- Масайтис В. Л. 1955. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилуйско-Ангарского мезозойского прогиба. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 7.
- Масайтис В. Л. 1957. Кристаллизационная дифференциация в одной из интрузий сибирских траппов. Докл. АН СССР, сер. геол., т. 116, № 2.
- Масайтис В. Л. 1958. Петрология Аламджайской трапповой интрузии (бассейн р. Вилуя) Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 22.
- Маслов В. П. 1939. Материалы к познанию ископаемых водорослей СССР. Этюд 8—9. Новый микроонколит из нижнего палеозоя Енисейской тайги. Пробл. палеонт., т. V.
- Матвеева А. А. 1957. Палеонисциды быстрянской свиты Минусинских котловин. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 1.
- Матвеева А. А. 1958. Палеонисциды изыхчуйского горизонта Минусинской котловины. Вопр. ихтиологии, вып. 11.
- Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. III. 1935. Тр. СОПС и Петрограф. ин-та АН СССР, сер. Сибирская, вып. 19.
- Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. IV. 1937. Тр. СОПС и Петрограф. ин-та АН СССР, сер. Сибирская, вып. 54.
- Материалы по геологии Красноярского края. 1937. Тр. ЗСГТр., вып. 1.
- Материалы по геологии Сибирской платформы. 1955. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7.
- Межвилк А. А. 1958. О синии и кембрии в южной части Анабарского массива. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 12.
- Мейстер А. К. Объяснительная записка к геологической карте Азиатской России. М-б 250 верст в 1 дм.
- Мейстер А. К. 1900. Бассейн рек Удерья и Удоронги. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 1.
- Мейстер А. К. 1901. Геологические исследования в Южно-Енисейском горном округе в 1899 г. (бассейны рек Б. и М. Мурожной, Черной и Рыбной). Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири, Енисейский район, вып. 2.
- Мейстер А. К. 1902. Бассейн р. Татарки. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 3.
- Мейстер А. К. 1903. Геологические исследования в юго-западной части Енисейского округа. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 4.
- Мейстер А. К. 1903а. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание листов К-7 и К-8. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 4.
- Мейстер А. К. 1903б. Минералы Южно-Енисейского горного округа. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 4.
- Мейстер А. К. 1904. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 5.
- Мейстер А. К. 1904а. Маршрутные исследования по рекам Ангаре и Каменке. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 5.
- Мейстер А. К. 1904г. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание листов Л-6, 7, 8, 9. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 5.
- Мейстер А. К. 1905. Пикриты Южно-Енисейского горного округа. Зап. Минерал. о-ва, т. 42, вып. 2.
- Мейстер А. К. 1905а. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание маршрутов юго-восточной части Енисейского округа. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири, Енисейский район.
- Мейстер А. К. 1905б. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание листа К-9. Золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район.
- Мейстер А. К. 1908. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание маршрутов юго-западной части округа. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район.

- Мейстер А. К. 1908а. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание листов 1—8 и 9. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район.
- Мейстер А. К. 1910. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание листа 1—7. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район.
- Мейстер А. К. 1910а. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. Предварит. отчет о геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 5.
- Мейстер А. К. 1917. Отзыв о результатах исследований, произведенных А. И. Педашенко в Амыльской и Усинской системах. Изв. Геолкома, № 3—4.
- Мейстер Л. А. 1952. Вечная мерзлота на правобережье р. Енисея от г. Игарки до р. Хантайки. Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. X.
- Мелешенко В. С. 1953. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. Палеонт. и стратигр. Сб. статей (Тр. ВСЕГЕИ).
- Мелешенко В. С. и Беляков Н. А. 1955. Девонские отложения Минусинской котловины. Полевой атлас фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины. Госгеолтехиздат.
- Мелешенко В. С. Новожилов Н. И. 1955. О значении листоногих ракообразных для стратиграфии девонских отложений межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 9.
- Мелешенко В. С. и др. 1955. Полевой атлас фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат.
- Мелешенко В. С. 1956. Проект унифицированной схемы стратиграфии девонских отложений межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.
- Мелешенко В. С. 1956а. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3. Госгеолтехиздат.
- Мелешенко В. С., Сакс В. Н., Слижарский Т. Н. и Фомичев В. Д. 1956. Тез. докл. на межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4.
- Меньшиков П. Н. 1956. Материалы к тектонике восточной части Сибирской платформы. — Сов. геол., сб. 54.
- Меняйлов А. А. 1955. О некоторых типах диатрем и трубок Сибирской платформы. Тр. ГИН (петрограф. сер., № 32), вып. 159.
- Меняйлов А. А., Лапин В. В. и Лебедев А. П. 1955. Некоторые горные породы Центральной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Мергарт Г. 1923. Результаты археологических исследований в Приенисейском крае. (Автореферат.) Изв. Краснояр. отд. РГО, т. III, вып. 1.
- Мигай И. М. 1952. Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре. Тр. НИИГА, т. 36.
- Мигай И. М. 1957. Основные черты геологии и угленосности Таймырского бассейна. (Докл. на 2-ом угольном геологич. совещании, март 1955 г.) Тр. Лаборат. геолог. угля АН СССР, вып. 7.
- Миддендорф А. Ф. 1860. О сибирских мамонтах. Вестн. естественных наук, № 26—27.
- Миддендорф А. Ф. 1861. Путешествие на север и восток Сибири. Часть I: север и восток Сибири в естественноисторическом отношении. Вып. 1, отд. I. География и гидрография, ч. I, вып. 2, отд. II. Орография и геогнозия.
- Мизеров Б. В. 1956. К вопросу о неоднократном оледенении северо-востока Западно-Сибирской равнины. Вопросы геологии Зап.-Сиб. низменности. Тр. Горногеол. ин-та Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 15.
- Мизеров Б. В. 1956а. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири (V). Секц. стратигр. четвертичн. отлож. Госгеолтехиздат.
- Мизеров Б. В. 1956б. Основные черты устройства поверхности Обь-Енисейского междуречья к северо-востоку от р. Васюгана. Тр. Гоорногеол. ин-та Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 15.
- Мизеров Б. В. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Миллер и Чекановский А. Л. 1874. Экспедиция на Нижнюю Тунгуску. Изв. РГО, № 1.
- Минусинский публичный местный музей. 1881. Каталог и краткое описание. Томск.

- Миросшников Л. Д. 1956. О мезозойских отложениях Северного Таймыра. Докл. АН СССР, т. III, № 3.
- Миросшников Л. Д. 1956а. Находка остатков фауны на Таймыре. — Природа, № 10.
- Миросшников Л. Д. 1956б. Стратиграфия и тектоника палеозоя центральной части п-ова Челюскин. Тр. НИИГА, т. 89.
- Миросшников Л. Д. 1957. Сопоставление граптолитовых фаций силура Норильского района и Пай-Хоя. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 4.
- Миросшников Л. Д. 1957а. Новые данные по стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Норильского района. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 2.
- Миросшников Л. Д. 1958. Остатки древней лесной растительности на Таймырском полуострове. — Природа, № 2.
- Миросшников Л. Д. 1958а. Домеловые сбросы в Усть-Енисейском районе. — Геология нефти, № 4.
- Миросшников Л. Д. 1958б. О происхождении граптолитовых фаций платформенных областей. — Вестн. ЛГУ, № 18.
- Миросшников Л. Д. и Шеглова О. С. 1958. Мезозойские отложения Северного Таймыра и их угленосность. Тр. НИИГА, т. 80.
- Миросшников Л. Д. и Кравцов А. Г. 1959. О возрасте свит морского палеозоя в Норильском районе. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 14.
- Миросшников Л. Д., Кравцов А. Г. и Шеглова О. С. 1959. Схема стратиграфии нижнего и среднего палеозоя северо-западной окраины Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 126, № 2.
- Мирчинк Г. Ф. и Громов В. И. 1930. Геологические наблюдения над террасами Енисея и Ангары. — Сибироведение, № 5—6; Жизнь Сибири, № 6.
- Мирчинк С. Г. 1947. Рельеф и геология рыхлого покрова между р. Б. Питом и Ангарой. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (1).
- Мирчинк С. Г. 1947а. Древние долины и связанные с ними золотоносные россыпи на примерах Патомского нагорья, Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИЗОлото, вып. 16.
- Митропольский А. С. 1937. Некоторые новые данные по стратиграфии мезо-палеозоя Западного Саяна. Вестн. ЗСГТр., № 5.
- Михайлов Н. И. 1947. Геологические наблюдения в западной части гор Путорана. Вопр. геогр., сб. 3.
- Михайлов Н. И. 1940. Геологическое строение Усть-Порта по данным вариационной гравиразведки. — Проблемы Арктики, № 11.
- Михайлов Н. И. 1953. Геологическое значение аномалий силы тяжести в Нордвикском районе. Тр. НИИГА, т. 51. Геофизические методы разведки в Арктике. Сб. статей, вып. 2.
- Моисеев И. В., Тебеняков В. П. и Михайлов А. Ф. 1929. Геология и полезные ископаемые бассейна р. Нижней Тунгуски. Тр. АНИИ, т. 199.
- Моисеев И. В. и Тебеняков В. П. 1939. Геологическое строение и полезные ископаемые водораздела рек Нижней Тунгуски, Сухой Тунгуски и Бахты. Тр. АНИИ, т. 139.
- Молчанов И. А. 1926. Следы древнего оледенения в Енисейском кряже. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. V, вып. 5.
- Молчанов И. А. 1927. Признаки древнего оледенения с. Балай Красноярского округа. Бюлл. МОИП, нов. сер. т. V, вып. 2.
- Молчанов И. А. 1932. Несколько слов о древнем оледенении Восточного Саяна (по личным наблюдениям 1927—1930 гг.). Тр. Комис. по изуч. четвертич. отлож. АН СССР, т. II.
- Молчанов И. А. 1934. Геологическая характеристика участка проектировки Верхнеенисейской гидроэлектростанции. Вестн. ЗСГУ, № 5.
- Молчанов И. А. 1934а. Восточный Саян. Очерки по геологии Сибири ГИН. Изд. АН СССР.
- Молчанов И. А. 1934б. Геологическое строение Канского золотоносного района и условия образования его золотых россыпей. Мат-лы геологии Зап. Сибири, вып. 10.
- Молчанова Т. В. 1948. Выходы нижнего протерозоя к востоку от Енисейского кряжа. — Сов. геол., сб. 32.
- Монич В. К. 1938. К петрологии девонских интрузий Западной Сибири. — Сов. геол., т. VIII, № 8—9.
- Монич В. К. 1938а. Средний химический состав кембрийских базальтовых лав Западной Сибири. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XIX, № 3.
- Монич В. К. 1941. Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау. Докл. АН СССР, т. 30, № 2.

Монич В. К. 1941а. Абсолютный геологический возраст гранитов Поднебесного плутона в Кузнецком Алатау. Докл. АН СССР, т. 33, № 3.

Монич В. К. и Горбунов М. Г. 1941. Абсолютный геологический возраст протеробазов Саралинских золотоносных рудников (Кузнецкий Алатау). Вестн. ЗСГУ, № 4.

Монич В. К. 1945. О составе некоторых магматических формаций Западной Сибири. Вopr. геол. Сиб., т. I, АН СССР.

Моор Г. Г., Аникеев Н. П. и Рожков Н. А. 1931. Геологические исследования в бассейне р. Северной. Тр. ВСГРТр.

Моор Г. Г., Ткаченко Б. В. и др. 1934. К геологии анабарского докембрия и окружающего его нижнего палеозоя. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII, вып. 4.

Моор Г. Г. и др. 1935. К стратиграфии кембрия северо-восточной окраины Средне-Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Моор Г. Г. 1936. О нижнем кембрии Анабарского района. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Моор Г. Г. 1936а. К петрографии траппов низовьев Нижней Тунгуски. Тр. АНИИ, т. 129.

Моор Г. Г. 1937. Геологический очерк Сибирской платформы и прилегающих к ней складчатых структур. Тр. АНИИ, т. 87.

Моор Г. Г. 1937а. К проблеме тектонического районирования Центрального сектора Арктики. — Проблемы Арктики, № 5.

Моор Г. Г., Рябухин Г. Е. и Сакс В. Н. 1937. Геологическая изученность и геологическая карта Советской Арктики. Тр. XVII сес. МГК, т. V.

Моор Г. Г. 1938. Геологический очерк Сибирской платформы и прилегающих к ней складчатых структур. (Объяснительная записка к геол. карте северной части СССР.) Тр. АНИИ, т. 87.

Моор Г. Г. 1939. Жильные диабазы Анабарского массива и связанные с ними явления гибринизации. — Проблемы Арктики, № 4.

Моор Г. Г. 1939а. К петрографии траппов низовьев р. Нижней Тунгуски. Тр. АНИИ, т. 126. Геология и полезн. ископ. Енисейско-Ленской обл. вып. 1.

Моор Г. Г. 1940. Чарнокитовая серия Анабарского докембрия и сходные с нею метаморфические образования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Моор Г. Г. 1940а. О щелочной провинции на севере Центральной Сибири. Докл. АН СССР, т. 29, № 3.

Моор Г. Г. и Ткаченко Б. В. 1940. К вопросу о возрасте верхних горизонтов Ангарской серии. — Проблемы Арктики, № 11.

Моор Г. Г. 1941. О возрасте верхних горизонтов Ангарской серии. Докл. АН СССР, т. 33, № 4.

Моор Г. Г. 1941а. О слюдяных кимберлитах на севере Центральной Сибири. Докл. АН СССР, т. 31, № 4.

Моор Г. Г. и Ткаченко Б. В. 1941. Новые данные о стратиграфии ангарской серии западной и северной окраин Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Моор Г. Г., Кордииков А. и Кабанов П. 1941. Геологический очерк северных окраин Сибирской платформы (бассейн правых притоков р. Хеты). Тр. ГГУ ГУСМП, вып. 14.

Моор Г. Г. 1942. К вопросу о первичной природе метаморфических образований Анабарского докембрия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Моор Г. Г. 1942а. Новые данные по геологии северной окраины Сибирской платформы (бассейн р. Хеты). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6.

Моор Г. Г. 1945. О лавовом поле Сибирской платформы. — Проблемы Арктики, № 1.

Моор Г. Г. 1945а. О четвертичном оледенении северных частей Сибирской платформы. — Проблемы Арктики, № 5—6.

Моор Г. Г. 1946. К стратиграфии среднего палеозоя севера Центральной Сибири. Докл. АН СССР, т. 51, вып. № 7.

Моор Г. Г. 1946а. О формах рельефа северных частей Сибирской платформы (бассейн среднего течения р. Котуя). Докл. АН СССР, т. 53, № 3.

Моор Г. Г. и Шейнманн Ю. М. 1946. Порода из северной окраины Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 51, № 2.

Моор Г. Г. 1947. Докембрий Анабарского массива. Геология СССР, т. XVIII, Якутская АССР, Госгеолиздат.

Моор Г. Г. 1949. О границах области развития щелочных пород на севере Сибирской платформы. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 1—2.

Моор Г. Г. 1951. Проблемы петрологии сибирских траппов. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 3—4.

- Моор Г. Г. 1954. Траппы Норильского района. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 1—2.
- Моор Г. Г. 1957. Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы (правобережье нижнего течения р. Котуя). Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.
- Моор Г. Г. 1957а. Кимберлитовые породы с ксенолитами гнейсов архея их северной окраины Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 115, № 6.
- Моор Г. Г. 1957б. Жильные щелочные базальтоиды из северной окраины Сибирской платформы (Норильский район). Докл. АН СССР, т. 116, № 3.
- Моор Г. Г. 1957в. О трахитах и андезитах в нижнем течении р. Маймечи. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 4.
- Моор Г. Г. 1957 г. О нахождении ловчоррита на северной окраине Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 6.
- Моор Г. Г. 1957д. Предварительные итоги тематических геологических работ на междуречье Котуя и Маймечи в 1957 г. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 6.
- Моор Г. Г. 1958. О возрасте ультраосновных и щелочных пород севера Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 8.
- Моор Г. Г. и Эпштейн Е. М. 1958. Комплекс ультраосновных — щелочных пород севера Сибирской платформы и его металлоносность. Сб. статей по геол. Сов. Арктики, вып. 10. Госгеолтехиздат.
- Моор Г. Г. 1959. О возрастных взаимоотношениях траппов и пород щелочно-ультраосновного комплекса севера Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 124, № 2.
- Моор Г. Г. 1959а. Щелочные и средние эффузивы севера Сибирской платформы (нижнее течение р. Маймечи). Тр. НИИГА, т. 96.
- Моор Г. Г. и Зыков С. И. 1959. Щелочные породы северной окраины Сибирской платформы и изотопный состав свинца в них. Докл. АН СССР, т. 124, № 1, стр. 168—170.
- Мордовский В. Т. 1952. Тектоническое строение южной части Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 86, № 5.
- Мордовский В. Т. и Чиркова-Залеская Е. Ф. 1952. О присутствии среднедевонских и нижнепермских осадков в Канско-Тасеевской депрессии (Восточная Сибирь). Докл. АН СССР, т. 87, № 5.
- Мордовский В. Т., Кравченко Е. В., Федоров С. Ф. 1953. Геологическое строение южной части Сибирской платформы. Изд-во АН СССР.
- Мордовский В. Т. и Дитмар В. И. 1954. К вопросу о стратиграфии девонских отложений Рыбинской впадины (Восточная Сибирь). Докл. АН СССР, т. 95, № 5.
- Мордовский В. Т. и Дитмар В. И. 1956. О структуре Рыбинской впадины. Докл. АН СССР, т. 107, № 5.
- Мордовский В. Т. 1958. О границе кембрий—докембрий краевых зон Иркутского амфитеатра. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.
- Мотычко В. Ф. 1958. Оливиниты и слюдиты массива Одихинча. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 10.
- Мусатов Д. И. и Тарков А. П. 1959. К вопросу о тектоническом строении центральной части Саяно-Алтайской складчатой области. Докл. АН СССР, т. 126, № 6.
- Мутафи Н. Н. 1937. О работе Нижнепясинской геологической экспедиции Всесоюзного арктического института 1935—1936 гг. — Пробл. сов. геол., № 4.
- Мутафи Н. Н. 1937а. Предварительный отчет о работе Пясинской геолого-поисковой экспедиции за 1935—1936 гг. — Проблемы Арктики, № 8.
- Мутафи Н. Н., Александров Д. К., Тебеняков В. П. и др. 1937. Геология и полезные ископаемые Енисейско-Ленской области. Тр. АНИИ, вып. 1.
- Мутафи Н. Н. 1939. Геологическое строение и угленосность района низовьев р. Пясины. Тр. АНИИ, т. 126. Геол. и полезн. ископ. Енисейско-Ленской области, вып. 1.
- Мутафи Н. Н. 1940. К геологии и угленосности Западного Таймыра по материалам двух пересечений 1938 и 1939 гг. — Проблемы Арктики, № 5.
- Мятлюк Е. В. 1939. Изучение разрезов буровых скважин района Нордвика. Отчет ВНИГРИ за 1936 г.
- Мятлюк Е. В. 1939а. Фораминиферы юрских отложений нефтяного месторождения Нордвик (Хатанский залив). Тр. АНИИ, т. 126, вып. 1.
- Нагинский Н. А. 1946. К истории Западно-Сибирской низменности времени нижнечетвертичных оледенений. Уч. зап. Томск. гос. ун-та, № 1.
- Нагинский Н. А. 1950. Оледенение Западно-Сибирской низменности. — Природа, № 12.

- Нагинский Н. А. 1953. О механизме четвертичных ледниковых покровов Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 91, № 1.
- Нагинский Н. А. 1953а. Области развечивания четвертичных ледниковых покровов Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 91, № 2.
- Нагинский Н. А. 1953б. Механизм многократного покровного оледенения Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 92, № 3.
- Нагинский Н. А. 1953в. Взгляды академика В. А. Обручева на историю оледенения Западно-Сибирской низменности в свете общих вопросов динамики ледниковых покровов. Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. периода АН СССР, № 19.
- Нагорский М. П. 1937. Материалы по геологии четвертичных отложений центральной части Красноярского района. Вестн. ЗСГГр., № 5.
- Нагорский М. П. 1938. Несколько замечаний о молодых рыхлых отложениях восточной окраины Западно-Сибирской равнины. Вестн. ЗСГГр., № 2.
- Нагорский М. П. 1938а. Материалы по геологии восточной окраины Чулымо-Енисейского бурогольного бассейна. Мат-лы по геол. Красноярск. края. ЗСГУ, вып. 4.
- Нагорский М. П. 1939. Материалы по геологии и полезным ископаемым Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Мат-лы по геол. Красноярск. края. ЗСГУ, вып. 6.
- Нагорский М. П. 1940. Материалы по геологии восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Мат-лы по геол. Красноярск. края, ЗСГУ.
- Нагорский М. П. 1941. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности. Вестн. ЗСГУ, вып. 3.
- Наливкин Д. В., Обручев С. В. и Фомичев В. Д. 1928. Турнейский ярус в низовьях Енисея. Вестн. Геолкома, т. III, № 4.
- Наливкин Д. В. 1933. Геологические районы СССР. — Пробл. сов. геол., т. I.
- Наливкин Д. В. 1937. Палеогеография палеозоя Арктики. Тр. XVII сес. МГК, АН СССР, т. 5.
- Нейбург М. Ф. 1938. Стратиграфическое сопоставление угленосных отложений Минусинского и Кузнецкого бассейнов Сибири. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву к 50-летию, т. I, АН СССР.
- Нейбург М. Ф. 1946. К изучению флоры и стратиграфии верхнего палеозоя севера Сибири. — Недр Арктики, № 1.
- Нейбург М. Ф. 1954. Некоторые данные по флоре и стратиграфии верхнего палеозоя севера Сибири. Тр. НИИГА, т. 43. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 3.
- Нейбург М. Ф. 1954а. Опыт фитостратиграфического сопоставления верхнепалеозойских отложений Ангариды и Гондваны (Индия). Вопр. геол. Азии, т. 1, Изд. АН СССР.
- Нейбург М. Ф. 1956. О тушамской свите Тунгусского бассейна — аналоге острогской свиты Кузбасса. Докл. АН СССР, т. 110, № 2.
- Неуструев С. С. 1925. К вопросу об изучении послетретичных отложений Сибири. — Почвоведение, № 3.
- Нехорошев В. П. 1931. Геология Западной Сибири по новейшим данным. Изд-во ГГРУ.
- Нехорошев В. П. 1955. Особенности мшанок отряда *Cryptostomata* в ордовике и силуре Сибирской платформы. Мат-лы по геологии Сибирской платформы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7.
- Нецкая А. И. 1936. Верхнесилурийские остракоды р. Тарей (юго-зап. Таймыр), микрофауна нефтеносных районов СССР. Сб. 1, «Второе Баку» Западная Сибирь, Арктика.
- Нецкая А. И. 1948. О некоторых фораминиферах верхнесенонских отложений Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 31.
- Нижнетунгусская комплексная экспедиция. 1933. Отчет АН СССР за 1932 г.
- Никитин Д. В. 1925. Геологические исследования в Марининской золотоносной тайге. Изв. Геолкома, т. 40, № 7.
- Никитин Д. В. 1927. Работы по составлению 10-верстной геологической карты Марининской золотоносной тайги. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг.
- Никитин Д. В. 1940. Трахибазальты и трахидолериты Кузнецкого Алатау. Зап. Минерал. о-ва, № 4.
- Никитин Д. В. 1940а. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. Тр. ЦНИГРИ, вып. 124.
- Никифорова О. И. 1941. О некоторых брахиоподах верхнего силура бассейна рек Хеты и Хандыги. Тр. АНИИ, т. 159, вып. 5.
- Никифорова О. И. 1955. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ по геологии Сибирской платформы, нов. сер., вып. 7.

Никифорова О. И. 1955. Полевой атлас ордовикской и силурийской фауны Сибирской платформы. Изд-во ВСЕГЕИ.

Никифорова О. И. 1956. Схема стратиграфического расчленения ордовика и силура Сибирской платформы. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифил. стратигр. схем Сибири. (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик и силур. отлож. Госгеолтехиздат.

Николаев И. Г. 1922. Геологические исследования в районе р. Подкаменной Тунгуски. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. III, вып. 1.

Николаев И. Г. 1924. Годовой отчет о геологических исследованиях в северо-западной части Северо-Енисейского горного округа. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. III, вып. 5.

Николаев И. Г. 1924а. Маршрутное исследование правых притоков р. Енисей — рек Вороговки, Ханжихи, Порожихи и др. Изв. Геолкома, т. 43, № 2.

Николаев И. Г. 1925. Геологические исследования в северо-западной части Северо-Енисейского горного округа, произведенные в 1921—1923 гг. Изв. Геолкома, т. IV, вып. 4.

Николаев И. Г. 1926. Северо-Енисейская партия. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. V, вып. 6.

Николаев И. Г. 1926а. Отчет о геологической съемке в Северо-Енисейском горном округе в пределах притоков р. Енисей и рек Тиса, Борисихи, Гаревки и рч. Проклятой. Изв. Геолкома, т. XLV, вып. 4.

Николаев И. Г. 1927. Маршрутная геологическая съемка в Северо-Енисейском горном округе. Изв. Геолкома, т. 45, № 4.

Николаев И. Г. 1929. Геологическая съемка северной части Енисейской тайги. Отчет Геолкома за 1926—1927 гг.

Николаев И. Г. 1929а. Геологическая съемка в Северо-Енисейской тайге. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, т. VIII, вып. 6.

Николаев И. Г. 1929б. Маршрутные геологические исследования в бассейне правых притоков р. Енисей к северу от р. Гаревки, произведенные в Северо-Енисейской тайге в 1922 г. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. X, вып. 1.

Николаев И. Г. 1930. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском крае. Изв. ГГРУ, т. 49, № 7.

Новожилов Н. И. 1946. Новые *Phyllopora* из пермских и триасовых отложений Нордвик-Хатангского района. — Недра Арктики, № 1.

Новожилов Н. И. 1948. Об остатках неизвестного позвоночного в пермских отложениях южного берега Хатангского залива. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 59, № 4.

Новожилов Н. И. 1954. Новые виды двухстворчатых листоногих ракообразных из девона Южной Сибири. Докл. АН СССР, т. 95, № 1.

Новожилов Н. И. 1955. Новый род двухстворчатых листоногих ракообразных — *Ulugkhemia* и его стратиграфическое значение. Вопр. геол. Азии, т. 2, изд. АН СССР.

Новожилов Н. И. 1955а. Новые двухстворчатые листоногие асмусниды из верхнего девона и нижнего карбона Сибири. Докл. АН СССР, т. 100, № 4.

Новожилов Н. И. 1955б. Остатки своеобразных усонюгих из среднего девона Южной Сибири. Докл. АН СССР, т. 100, № 6.

Новожилов Н. И. 1957. *Estheriae* из нижнего триаса Восточного Таймыра. Тр. НИИГА, т. 17. Сб. статей по нефтеносности Сов. Арктики, вып. 1.

Норденшельд А. Э. 1879. Экспедиция к устью Енисей 1875 и 1876 гг. со статьей Г. Толя о плавании его по Енисею в 1876 г. Пер. с шведского. С.-Пб.

Норденшельд А. Э. 1885. Путешествие вокруг Европы и Азии на пароходе «Вега» в 1878—1880 гг. Пер. Э. Гранстрем, С.-Пб.

Об исследовании месторождения тешенитов в северо-западной части Минусинского округа и необходимости использования работ строящейся Ачинско-Минусинской железной дороги для геологических наблюдений. Отчет о состоянии и деятельности Геолкома в 1915 г. Изв. Геолкома за 1916 г., т. 35, № 1.

Обручев В. А. 1917. О торгашинском известняке и енисейской свите. Горн. вестн., III, № 1—6.

Обручев В. А. 1924. Краткий очерк тектоники Сибири. Орогенические циклы, структурные элементы и системы складок. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. II, вып. 3.

Обручев В. А. 1925. Очередные задачи геологического исследования Сибири. — Советская Азия, № 1—2.

Обручев В. А. 1925а. Тектоника Сибири. Зап. Минерал. о-ва, ч. 55, № 1.

Обручев В. А. 1930. Оледенение Северной Азии. — Природа, № 5.

- Обручев В. А. 1931. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. (Исторический очерк и сводка наличных данных.) Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, № 3.
- Обручев В. А. 1931а. Краткий геологический очерк северной части Западной Сибири. Советская Азия, № 11—12.
- Обручев В. А. 1932. История геологического исследования Сибири. Тр. Комис. по истории знаний. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1933. Краткий очерк тектоники Сибири и успехов ее изучения за 15 лет Советской власти. Тр. Ноябрь. юбил. сес., посвящ. 15-летней годовщ. Вел. Окт. соц. рев. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1935. Геологическое строение северных районов Сибири. Геология и полезн. ископ. Севера СССР, АН СССР, т. 1.
- Обручев В. А. 1935а. Геологическое строение северных районов СССР. Тр. 1-ой геологоразвед. конф. ГУСМП, т. 1.
- Обручев В. А. 1935—1938. Геология Сибири, т. I—III. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1939. Докембрий Таймырского края и Северной Земли. Стратиграфия СССР. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1939а. Распространение докембрия в Сибири. Стратиграфия СССР, т. I. Изд. АН СССР.
- Обручев В. А. 1939б. Докембрий Сибири. (Краткий сводный очерк.). Тр. XVII междуна. геол. конгресса, т. II.
- Обручев В. А. 1939в. Важнейшие проблемы геологического изучения Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Обручев В. А. 1952. Таймырский мамонт. — Природа, № 3.
- Обручев Д. В. 1927. *Angarichthys* новый род *Arthrodira* из девона р. Бахты. Изв. Геолкома, т. 45, № 6.
- Обручев Д. В. 1939. Девонские рыбы с р. Курейки. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву к 50-летию, т. II. Изд. АН СССР.
- Обручев Д. В. 1940. Девонские рыбы Сибири и Средней Азии. Докл. АН СССР, т. XXVII, № 8.
- Обручев Д. В. 1941. Девонские рыбы Минусинского края (описание А. И. Осиповой). Тр. Палеонт. ин-та, т. 8, вып. 4.
- Обручев Д. В. 1954. Положение границы между девонем и карбоном в Минусинских впадинах. Вопр. геол. Азии, т. I, АН СССР.
- Обручев С. В. 1924. Исследование нижнего течения р. Ангары от оз. Каты до границы Южно-Енисейского золотоносного района (Гребенской бык). Изв. Геолкома, т. 43, № 2.
- Обручев С. В. 1925. Географический очерк Тунгусского угленосного бассейна. — Землеведение, вып. 1—2.
- Обручев С. В. 1925а. Отчет об исследованиях р. Подкаменной (Средней) Тунгуски. Изв. Геолкома, т. XIV, вып. 2.
- Обручев С. В. 1926. Исследование Енисея от р. Подкаменной Тунгуски до Дудинки и ее правых притоков. Изв. Геолкома, т. 41, № 10.
- Обручев С. В. 1927. Исследование р. Подкаменной (Средней) Тунгуски. Изв. Геолкома, т. 44, № 2.
- Обручев С. В. 1929. Итоги работ 1917—1924 гг. в Тунгусском угленосном бассейне. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. VII, вып. 1—2.
- Обручев С. В. 1929а. Тектоника и стратиграфия восточной окраины Енисейского горста. Изв. АН СССР, VII сер., № 4.
- Обручев С. В. 1933. Тунгусский бассейн (южная и западная части). Тр. ВГРО, вып. 178, т. II.
- Обручев С. В. 1942. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6.
- Обручев С. В. 1946а. Развитие рельефа Восточного Саяна. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 37.
- Обручев С. В. 1946б. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна. Изв. ВГО, вып. 5—6.
- Обручев С. В. 1952. О некоторых терминах, относящихся к Тунгусскому бассейну и Средне-Сибирскому плоскогорью. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Обручев С. В. 1956. Принципы корреляции докембрия Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых зон. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифич. стратигр. схем Сибири. (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.
- Обручев С. В. 1958. Принципы корреляции докембрия Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых зон. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифич. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.

- Обручева О. П. 1959. Стратиграфическое распространение коккостенд и динихтиид в девоне СССР. Изв. высших учебных заведений.—Геол. и разведка, вып. 8.
- Обут А. М. 1959. Зональное расчленение силура в СССР по граптолитам.—Сов. геол., № 2.
- Объяснительная записка к геологической карте части Сибири, исследованной по поручению комитета Сибирской железной дороги, 1906, вып. 28.
- О геологическом характере местности, расположенной между притоками р. Уйбата, Бирей и Енисеем. Журнал присутств. геол. комитета. Изв. Геолкома, 1915, т. 34, № 2.
- Одинцов М. М. и Скабичевский П. П. 1937. Структура юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа.—Пробл. сов. геол., № 7.
- Одинцов М. М. 1942. О «чунской» глыбе докембрия на Сибирской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Одинцов М. М. 1954. Иркутский амфитеатр. (Геологическая структура и история развития его внутреннего поля.) Тр. Иркутск. гос. ун-та, т. VI, вып. 2.
- Окладников А. П. 1940. Неолитические памятники в низовьях р. Ангары (по работам 1937 г.). Бюлл. Комисс. по изучен. четвертичн. периода АН СССР, № 6—7.
- Окладников А. П. 1945. К археологическому изучению Советской Арктики.—Проблемы Арктики, № 2.
- О плавании российских морских офицеров из рек Лены, Оби и Енисея, а также и от г. Архангельска к востоку по Ледовитому морю с 1734 по 1742 г. 1820. Зап. изд. Гос. административным департаментом, т. IV, С-Пб.
- О результатах геологических исследований в районе Сибирской железной дороги (из Прав. Вест.). 1894. Вестн. золотопром., № 20.
- Осипова Н. А. 1956. Стратиграфия девонских отложений Северо-Минусинской котловины. Тез. докл. на Междв. совещ. по разработке унифич. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.
- Осипова Н. А. 1956а. Стратиграфия, фашии и нефтеносность девона Северо-Минусинской котловины. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 15.
- Осипова Н. А. 1958. Стратиграфия, палеогеография и фашии девонских отложений Северо-Минусинской котловины в связи с оценкой перспектив их нефтегазодности. Тр. ВНИГРИ, вып. 124.
- Осотских Т. П. 1935. Работа петрографического кабинета. Вестн. ЗСГТр., № 6.
- Осотских Т. П. 1936. Геолого-петрографический очерк юго-западной части Солгонского кряжа. Мат-лы по геол. Зап. Сибири. ЗСГУ, вып. 29.
- Осотских Т. П. 1936а. О работе петрографического кабинета в 1936 г. Вестн. ЗСГТр., № 6.
- Осотских Т. П. 1937. О работе петрографического кабинета ЗСГТр в 1937 г. Вестн. ЗСГТ, № 6.
- О сочинении Г. Чихачева под заглавием *Voiage Scientifique dans L'Altai oriental — 1845* (перевод Носкова).—Горн. ж., т. IV, № 10 и 11.
- Острый Г. Б. и Резапов А. Н. 1959. Стратиграфия палеозойских, мезозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Сиб. научн.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минерал. сырья, вып. 1.
- Отчет Геолкома за 1916 г. Енисейская и Томская губернии. 1917. Изв. Геолкома, т. 36, вып. 1.
- Отчет о деятельности Российской Академии Наук за 1924 г. (1925).
- Отчет о деятельности Академии наук СССР за 1927 г. Т. II.
- Отчет о деятельности Академии наук СССР за 1928 г. Т. II. (1929).
- Отчет о деятельности Академии наук СССР за 1929 г. Т. II. (1930).
- Оффман П. Е. и Новикова А. С. 1954. О строении туфогенной толщи южной части Тунгусской синеклизы. Вопр. геол. Азии, т. I, АН СССР.
- Оффман П. Е. 1956. О строении центральной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Оффман П. Е. 1956а. О некоторых тектонических закономерностях проявления вулканизма на Сибирской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Ошурков В. А. 1906. Отчет о поездке, совершенной летом 1902 г. в Западные Саяны и западную часть хр. Танну-Ола. Зап. Красноярск. подотд. Вост.-Сиб. отд. РГО по физической географии, т. I, вып. 1, С-Пб.
- Павлов Б. С. 1946. Происхождение подземных льдов Норильской долины. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 3—4 (20—21).
- Павлов Б. С. 1947. Генетическая классификация таликов в бассейне р. Пясинь. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 3—4 (30—31).

Павлов Б. С. 1948. История четвертичного периода Норильской долины. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 1—2 (34—35).

Павловский Е. В. и Цветков А. И. 1934. Материалы к петрографии траппов (юго-зап. часть Тунгусского бассейна). Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6.

Павловский Е. В. 1954. О нижнем палеозое Присяня. Тр. Вост.-Сиб. ФАН СССР, сер. геол., вып. 1. Изд-во АН СССР.

Павловский Е. Н. 1950. Таймырская экспедиция за мамонтом. Вестн. АН СССР, № 3.

Палеолитические стоянки Енисейской долины. Палеолит СССР. Мат-лы по истории дородового о-ва. Изв. Акад. мат. культуры, вып. 118.

Паллас П. С. (1773—1788). Путешествие по разным провинциям Российской империи, 3 части в 5 томах. С.-Пб.

Панов Д. Г. 1946. Палеогеография Советской Арктики в четвертичное время. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 37.

Панов Д. Г. 1949. Физико-географическое районирование Арктики. Уч. зап. ЛГУ, № 124, сер. географ. наук, вып. 6.

Пармузин Ю. П. 1954. Вопросы карстоведения Сибири. Изв. ВГО, т. 86, вып. 1.

Пармузин Ю. П. 1954а. О палеогеографии Средней Сибири в четвертичный период. — Вопросы географии, № 35.

Пармузин Ю. П. 1956. Экзотическая галька Средней Сибири. Уч. зап. МГУ, вып. 182.

Парханов М. Н. 1940. К стратиграфии угленосных отложений Западного Таймыра. — Проблемы Арктики, № 6.

Педан Н. С. 1956. Материалы к обоснованию стратиграфической схемы угленосной серии осадков Минусинского каменноугольного бассейна. Тез. докл. на Межд. совещ. по разработке унифич. стратигр. схем Сибири (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.

Педашенко А. И. 1912. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в Минусинском округе в 1908 г. Геолог. исследов. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 12.

Пеккарский П. 1865. Путешествие акад. Николая Иосифа Делиля в Березов в 1740 г. Прилож. № 3 к т. VI Записок АН. С.-Пб.

Перозио Г. Н. 1959. Новые данные о новообразованиях минералов мезозойских и палеозойских пород юго-восточной части Западно-Сибирской низменности (по материалам Белогорской и Ларьякской опорных скважин). Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геолог., геофиз. и минерал. сырья, вып. 1. Госгеолтехиздат.

Пестов И. 1833. Записки об Енисейской губернии Восточной Сибири.

Петраков В. У. 1959. Новые данные по стратиграфии кембро-ордовикских отложений бассейна р. Курейки. Докл. АН СССР, т. 127, № 3.

Петров Б. Ф. 1940. Почвенные районы Красноярского края. — Почвоведение, № 5.

Петрушевский Б. А. 1951. Мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской низменности. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVI (4).

Петрушевский Б. А. 1955. О мезозойско-кайнозойской истории развития и структуре Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 3.

Петрушевский Б. А. 1955а. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. (История развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности.) Изд-во АН СССР.

Петц Г. Г. 1898. Девонские отложения. (Обзор литературы за 1896—1897 гг.) Ежегодн. геол. и минер. России, т. III.

Пинус Г. В. 1948. Петрографический состав и строение ультраосновных интрузий юго-восточной ветви Западно-Саянского гипербазитового пояса. Тр. ГГИ Зап.-Сиб. ФАН СССР.

Пинус Г. В. 1950. Ультраосновные породы юго-восточного склона Западного Саяна. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 72, № 5.

Пинус Г. В. 1957. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей (на примере изучения гипербазитов Алтае-Саянского пояса). Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Пинус Г. В. 1958. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау. Изв. Сиб. отд. АН СССР, сер. геолог. и геогр., вып. 1.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А. и Волохов И. М. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР.

Пирожников Л. П. 1957. Остатки ракоскорпионов из матаракской свиты (девон севера Минусинский котловины). Ежегодн. Всесоюз. палеонтол. о-ва, т. 16.

Писарчик Я. К. 1955. Литологическое изучение нижнекембрийских отложений южной части Сибирской платформы. Сб. научно-техн. информ., № 1.

Плотникова М. И. 1957. О связи направлений долины р. Нижней Тунгуски с тектонической трещиноватостью. Мат-лы по геологии Сибирской платформы ВСЕГЕИ, вып. 7.

Плотникова М. И. 1959. О находке древней коры выветривания в верховьях р. Нижней Тунгуски. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 23.

Погоня-Стефанович Ю. Ф., Переломова В. Г. 1959. Вулканические жерловины девонского возраста северо-западной части Минусинской котловины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.

Погребницкий С. Е., Ушаков В. И. 1957. О границе карбона и перми на Западном Таймыре. Тр. НИИГА. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., № 1.

Погребницкий С. Е. 1959. О формировании Горбичинского массива. Тр. НИИГА, т. 102.

Погребницкий С. Е. 1959а. Данные по тектонике и магматизму плато Брус-Камень на правобережье р. Енисей в связи с поисками руд меди и никеля. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 13.

Подкопаев Е. И. 1952. Автореферат отчета «Геология и петрография района верховьев рек Ильи и Магана». Тр. НИИГА, т. 38, сб. 2.

Покровская Н. В. 1954. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. Вopr. геол. Азии, т. I. Изд-во АН СССР.

Покровская Н. В. 1956. Унифицированная схема стратиграфии кембрия Сибирской платформы. Тез. докл. на Междвед. совещ. по разработке унифид. стратигр. схем Сибири (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.

Полетаева О. К. 1934. К вопросу об уточнении возраста метаморфической толщи восточных отрогов Кузнецкого Алатау. (Разрез метаморфической толщи Потехинского планшета). — Пробл. сов. геол., № 6.

Полетаева О. К. 1936. К стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. Вестн. ЗСГТр., № 4.

Полетаева О. К. 1936а. Фауна кембрийских трилобитов санаштыкгольского известняка Западного Саяна. Мат-лы по геологии Зап. Сибири. Изд-во ЗСГУ, вып. 35.

Полетаева О. К. и Шатров И. Е. 1936. Геологическое строение северного склона Западного Саяна в районе рек Табата и Бол. Арбата. Мат-лы по геологии Зап. Сибири. Изд-во ЗСГУ, вып. 33.

Полетаева О. К. 1956. Опорные стратиграфические горизонты кембрия и тремадока Западной Сибири по трилобитам. Тез. докл. на Междвед. совещ. по разработке унифид. стратигр. схем Сибири. (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.

Полетика И. 1860. Геогностическое описание частных золотых промыслов Мариинского округа Томской губернии, Ачинского и Минусинского округов Енисейской губернии. Вест. РГО, ч. 28, отд. II, С-Пб.

Полькин Я. И. 1957. Возраст и характер оледенения правобережья нижнего течения р. Котуя. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 4.

Полькин Я. И. 1958. Новые данные о ранних проявлениях траповой эффузивной деятельности в северо-западной части Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 7.

Полькин Я. И. 1958а. К вопросу о происхождении известняков из эффузивного комплекса траппов севера Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 9.

Полькин Я. И. 1958б. К стратиграфии эффузивного комплекса трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 102.

Полькин Я. И. 1958в. Трубки взрыва щелочных базальтоидов и базальтов северо-западной части Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 10.

Поляков Г. В. 1958. О явлениях метаморфизма на контактах Ирбинского массива (Восточный Саян). Уч. зап. Томск. гос. ун-та, № 34.

Поляков Г. В. 1958а. Новые данные по стратиграфии правобережья р. Тубы (Восточный Саян). Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90.

Поляков Г. В. 1958б. Девонский магматический комплекс района Ирбинского железорудного месторождения. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90.

Поляков И. С. 1869. Отчет о поездке в Восточный Саян. Отчет Сиб. отд. РГО за 1868 г. Прилож. 109—197. С-Пб.

Пономарев В. М. 1940. Об истории района бухты Кожевникова в четвертичный период. — Сов. геол., № 11.

Пономарев В. М. 1952. Вечная мерзлота и подземные воды района Усть-Енисейского порта (исследования 1941 г.). Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. X.

Пономарев В. М. 1953. Геотермическая ступень в Арктической области вечной мерзлоты СССР. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12.

- Попов А. И. 1947. Вечная мерзлота в Западной Сибири и ее изменения в четвертичный период. — Мерзлотоведение, т. II, № 2.
- Попов А. И. 1949. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Сибири. Вopr. геогр., сб. 12.
- Попов А. И. 1950. Вечная мерзлота Енисей-Тазовского междуречья. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. VII.
- Попов А. И. 1959. Таймырский мамонт и проблема сохранения остатков мамонтовой фауны в четвертичных отложениях Сибири. Ледниковый период на террит. Европ. части СССР и Сибири. Изд-во МГУ.
- Попов В. 1905. Через Саяны в Монголию. Ч. 1. Очерк путешествия (отчет начальника Монгольской экспедиции), Омск.
- Попов В. Л. 1937. Орография Саянской горной системы. — Геодезист, № 7—8.
- Попов В. С. 1938. Геология и полезные ископаемые севера Красноярского края. Полезн. ископаем. Красноярск. края. ЗСГУ.
- Попов В. С. 1938а. О находке нижнекаменноугольной фауны в бассейне р. Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Попов П. А. 1956. Пыльца *Trapa* в третичных отложениях Енисейского края. Докл. АН СССР, т. 110, № 3.
- Попов П. А. 1959. Ископаемые грибы в третичных отложениях Енисейского края. Докл. АН СССР, т. 128, № 4.
- Попов Ю. Н. 1956. Находки ископаемых животных в вечной мерзлоте. — Природа, № 9.
- Попов Ю. Н. 1956а. Палеонтологическая характеристика триасовых отложений Ленско-Хатангского междуречья. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (I). Секц. стратигр. мезозойск. и третичн. отлож. Госгеолтехиздат.
- Попов Ю. Н. 1957. Палеонтологическая характеристика триасовых отложений Лено-Хатангского междуречья. Тр. Межвед. совещ. по разработке стратигр. схем Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Портенко Л. А., Тихомиров Б. А. и Попов А. И. 1951. Первые результаты раскопок Таймырского мамонта и изучения условий его залегания. — Зоол. ж., т. 30, вып. 1.
- Постоев К. И. 1932. О следах древнего оледенения в юго-западных Саянах. Изв. РГО, т. 64, вып. 2—3.
- Прасолов Л. И. 1911. Части Минусинской степи и Ачинской степи. Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1910 г., С-Пб.
- Прасолов Л. И. 1914. Почвенно-географический очерк северо-западной части Минусинского уезда. Тр. Почвенно-ботанической экспедиции по исследованию колониальных районов Азиатской России, ч. 1. Почвенные исследования 1910 г., вып. 2.
- Предтеченский А. А. 1937. Разрез древнего палеозоя района г. Красноярска. — Пробл. сов. геол., № 7.
- Принада В. Д. 1944. О мезозойской флоре Сибири. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 19. Изд-во ВСГУ.
- Притоки Енисея реки Кемь, Кан, Мана и Оя. Составлено по исследованиям 1909—1912 гг. 1914. Мат-лы для описания русских рек, вып. 44, С-Пб.
- Проводников Л. Я. 1956. Элементы строения фундамента южной части Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным. Вопросы геологии Западно-Сибирской низменности. Тр. ГГИ Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 15.
- Проводников Л. Я. 1957. Особенности геотектонического строения, вещественного состава и рельефа фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным. Тез. докл. XI научн. сессии Зап.-Сиб. ФАН СССР, Новосибирск.
- Проводников Л. Я. 1957а. Схема структурных элементов, вещественного состава и рельефа фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным. Изв. Вост. филиалов АН СССР, № 6.
- Проскураков П. С. 1889. Июские пещеры. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 20, № 2.
- Проскураков П. С. 1890. Отчет о предварительном исследовании Июских пещер. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 21, № 4.
- Проскураков П. С. 1893. К материалам постплиоценовой эпохи в окрестностях г. Красноярска. Торгашинская пещера. Отчет о-ва врачей Енисейской губернии за 1892—1893 гг. Красноярск.
- Проскураков П. С. 1894. *Arthritis*, наблюдавшийся на некоторых костях допотопных животных из Торгашинских пещер. (Докл. о-ва врачей Енисейской губернии 20/1 1894 г.) Проток. о-ва врачей Енисейской губернии 1893—1894 гг., № 3.

Проскуряков П. С. 1901. Заявление об исследовании Торгашинских пещер в палеонтологическом отношении. Прот. Красноярского подотд. Вост.-Сиб. отд. РГО. Изв. Красноярск. подотд., вып. 2.

Пуминов А. П. 1951. О последлениковых спорово-пыльцевых спектрах севера Сибири. Тр. НИИГА, т. X. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 1.

Пуминов А. П. 1951а. Вещественный состав и условия формирования мезозойских и кайнозойских отложений севера Центральной Сибири. Тр. НИИГА, т. 74.

Пуминов А. П. 1952. Геологическое строение берегов южной части Енисейского залива. (Автореферат отчета.) Тр. НИИГА, т. 38. Рефераты, сб. 2.

Пуминов А. П. и Левина Ф. М. 1957. Первые данные о растительности верховьев р. Оленка в раннечетвертичную эпоху. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 1.

Пуминов А. П. и Сягаев Н. А. 1957. Следы оледенения на Лено-Анабарском междуречье. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 2.

Пуминов А. П. 1958. Предварительные результаты полевых работ Таймырской экспедиции в 1958 г. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 12.

Рабиханукаева Е. С. 1957. К вопросу о коллекторских свойствах нижнемеловых отложений на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Мат.-лы 2-й научно-техн. конференции молодых ученых Зап.-Сиб. ФАН СССР (1955), Новосибирск.

Рабкин М. И. 1951. Геологическое строение юго-западной части Анабарского массива. Тр. НИИГА, т. 20.

Рабкин М. И., Ткаченко Б. В. 1954. Докембрий Анабарского щита. Мат.-лы Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 2.

Рабкин М. И. 1956. Докембрий Анабарского щита. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратиграф. схем Сибири. (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.

Рабкин М. И. 1958. Анабарский кристаллический массив. Геол. строение СССР, т. 3 (Тектоника). Госгеолтехиздат.

Рабкин М. И. 1958а. Об абсолютном возрасте метаморфического комплекса и гранитных интрузий Анабарского щита. НИИГА, т. 85.

Рабкин М. И. 1958б. Докембрий Анабарского щита. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.

Рабкин М. И. 1958в. Ультраосновные породы Анабарского щита. Тр. НИИГА, т. 80.

Рабкин М. И. 1959. Геология и петрология Анабарского щита. Тр. НИИГА, т. 87.

Рабкин М. И., Климов Л. В. 1959. Анортозиты Анабарского щита. Тр. НИИГА, т. 96.

Равич М. Г. 1950. Геологическое строение северной части Таймырского полуострова. Тр. НИИГА, т. 6.

Равич М. Г. 1954. О гидротермальных дифференциатах траппов Вилюя. Тр. АНИИ, т. 43. Сб. статей по геол. Арктики, вып. 3.

Равич М. Г. 1954а. Докембрий Таймыра. Тр. НИИГА, т. 76.

Равич М. Г. 1954б. Докембрий Таймырской складчатой области. Мат.-лы Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2.

Равич М. Г. 1956. Стратиграфия докембрия Таймырской складчатой области. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.

Равич М. Г., Чайка Л. А. 1956. Дифференцированная интрузия траппов формации Таймырской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Равич М. Г. 1958. Докембрий Таймыра. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.

Равич М. Г. 1958а. Магматизм Таймырской складчатой области. Мат.-лы к II Всесоюз. петрограф. совещ. АН Узб. ССР. Ташкент.

Равич М. Г., Вакар В. А., Грамберг И. С. 1958. О статье А. М. Даминовой «Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова». — Сов. геол., № 3.

Равич М. Г., Вакар В. А., Грамберг И. С. 1958а. Рецензия на статью А. М. Даминовой «Еще раз о возрасте комплекса кристаллических сланцев Таймыра», напечатанную в «Советской геологии» № 6. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 11.

Равич М. Г. и Марков Ф. Г. 1959. Основные черты геологии и металлогении горного Таймыра. — Сов. геол., № 5.

Равич М. Г. и Чайка Л. А. 1959. Малые интрузии хребта Бырранга (Таймырский полуостров). Тр. НИИГА, т. 88.

Равский Э. И., Алексеев М. Н. и Чеботарева Н. С. 1957. К стратиграфии верхнечетвертичных и четвертичных отложений южной и восточной частей

Сибирской платформы. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.

Равский Э. И. 1959. К стратиграфии третичных отложений юга Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 127, № 3.

Рагозин Л. А. 1936. Оползневые явления района трассы Ачинск—Енисейск.—Разв. недр, № 7.

Рагозин Л. А. 1936а. Геологический очерк района трассы Ачинск—Енисейск. Мат-лы геологии Зап. Сибири, ЗСГУ, вып. 30.

Рагозин Л. А. 1936б. О верхнемеловых отложениях в Западной Сибири.—Пробл. сов. геол., вып. 10.

Рагозин Л. А. 1937. О некоторых пеллециподах из угленосной толщи Тунгусского бассейна. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 93.

Рагозин Л. А. 1937а. К стратиграфии и тектонике восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Вестн. ЗСГТр., № 1.

Рагозин Л. А. 1939. Геоморфологические наблюдения между Ачинском и Енисейском. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 95.

Рагозин Л. А. 1951. Материалы к геоморфологическому районированию восточной половины Томской области и сопредельных территорий. Вопр. географ. Сибири, сб. 2.

Рагозин Л. А. 1953. Значение четвертичной геологии и неотектоники в изучении структур фундамента Западно-Сибирской низменности. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 19.

Рагозин Л. А. 1956. О распространении рода *Najadites rawson* в угленосных отложениях Ангарского материка. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135.

Рагозин Л. А. 1956а. Триасовые и юрские пеллециподы из угленосных отложений Ангарского материка. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135.

Рагозин Л. А. 1956б. О роли неотектоники в образовании рельефа Западно-Сибирской низменности. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 133.

Радугин К. В. 1931. Новости сибирской палеонтологии. Изв. ЗСГРУ, т. XI, вып. 1.

Радугин К. В. 1937. Геология юго-западной окраины Енисейского кряжа. Мат-лы по геологии Красноярск. края. ЗСГУ, вып. 2.

Радугин К. В. 1937а. У границ между Восточным Саяном и Енисейским кряжем. Вестн. ЗСГТр., № 4.

Радугин К. В. 1938. Из истории Восточного Саяна. Сб. «К 50-летию научной и педагогической деятельности акад. В. А. Обручева». т. I. Изд-во АН СССР.

Радугин К. В. 1939. Докембрий Алтае-Саянской горной области. Стратиграфия СССР, АН СССР, т. I.

Радугин К. В. 1947. Итоги изучения геологии Западной Сибири.—Сов. геол., № 30.

Радугин К. В. 1948. Итоги и задачи изучения древнего палеозоя и докембрия Западной Сибири. Тр. ГГИ Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 2.

Радугин К. В. 1950. Новые данные по геологии района Саралинского рудника. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 2.

Радугин К. В. 1950а. К вопросам глубинной геологии депрессии между Канским горстом и Южно-Енисейским кряжем. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 2.

Радугин К. В. 1952. Горная Шория, Кузнецкий Алатау и западная часть Восточного Саяна. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, № 1.

Радугин К. В. 1954. Кембрий Красноярского кряжа. Вопр. геол. Азии, т. I. Изд-во АН СССР.

Радугин К. В. 1956. Палеонтологическое обоснование выделения систем верхнего и среднего протерозоя на примере северо-западной части Восточного Саяна и других районов Западной Сибири. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. схем Сибири (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.

Радугин К. В. 1956а. О находке новой группы окаменелостей в нижнем кембрии Восточного Саяна. Тр. ГГИ Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 16.

Радугин К. В. и Белоусов А. Ф. 1956. Об отношении торгашинского известняка к древнейшим толщам Красноярского кряжа. Тр. ГГИ Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 17.

Радугин К. В. 1957. Общая характеристика докембрия и метаморфических толщ Западной Сибири. Вестн. ЗСГУ, № 1.

Радугин К. В. 1959. Несогласие между кембрием и докембрием в северо-западной части Восточного Саяна. Изв. высших учебных заведений.—Геология и разведка, № 8.

Радченко Г. П. 1940. О пермской флоре низовьев реки Пясины на Таймырском полуострове. Докл. АН СССР, т. 26, № 7.

- Радченко Г. П. и Шведов Н. А. 1940. Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна реки Нижней Тунгуски. Тр. АНИИ, т. 157.
- Радченко Г. П. 1955. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Минусинского бассейна. — Сов. геол., сб. 46.
- Радченко Г. П. 1957. К вопросу о первом проявлении ботанико-географической и климатической зональности в Северной Евразии. Вопр. палеобиогеографии и биостратиграфии. Тр. 11-ой сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва.
- Радченко Г. П. 1957а. Морфолого-анатомические особенности некоторых раннекаменноугольных растительных типов Кузнецкой провинции. Сб. «Памяти А. Н. Криштофовича». Изд-во АН СССР.
- Разночинцев И. Н. 1897. Сыпучие пески близ с. Анашенского, Минусинского округа. — Лесной ж., вып. 4, С-Пб.
- Разумовская Е. Э. 1940. Некоторые наблюдения над косой слоистостью в песчаниках верхнего девона северной части Минусинской котловины. Тр. ВИМС, вып. 163.
- Разумовская Е. Э. 1955. Геология нижнего палеозоя Сибирской платформы как основа для поисков полезных ископаемых. Сб. научно-техн. информ., № 1.
- Рассказова Е. С. 1958. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Тунгусского бассейна. Бюлл. МОИП, т. 63, отд. геол., т. 33, вып. 5.
- Рассказова Е. С. 1958а. Континентальные каменноугольные отложения Тунгусского бассейна. Докл. АН СССР, т. 122, № 3.
- Рассказчиков А. Н. 1957. К вопросу о возрасте вулканогенной толщи западной части Восточного Саяна. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири (Иркутское геол. упр.), вып. 1.
- Раузер-Черноусова Д. М. 1946. Визейские и турнейские фораминиферы из глубокой скважины Нордвика. — Недра Арктики, № 1.
- Рачковский И. П. 1910. Пуласкит из юго-западной части Енисейской губернии. Изв. АН, VI сер., т. IV, № 18.
- Рачковский И. П. 1912. К вопросу о породах щелочного ряда юго-западной части Енисейской губернии. Тешенит и его отношение к эффузивным породам. Зап. Минерал. о-ва, ч. 48.
- Рачковский И. П. 1912а. О геологических исследованиях, произведенных в 1910 и 1911 гг. в Минусинском округе. Зап. Минерал. о-ва, ч. 49, прот. 29—30.
- Рачковский И. П. 1923. Краткое изложение доклада о щелочных породах Минусинского уезда. Зап. Росс. Минерал. о-ва, 2 сер., ч. 51.
- Ревердатто В. В. 1929. Приабаканские степи и орошаемые земли в системе р. Абакана, в пределах Минусинского и Хакасского округов Сибирского края. Изв. Томск. гос. ун-та, т. 81.
- Ревердатто В. В. 1934. Ледниковые реликты во флоре Хакасских степей. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 86.
- Репина Л. Н. 1956. Палеонтологическое обоснование возраста отложений кембрия западной части Восточного Саяна. Докл. АН СССР, т. 110, № 2.
- Репина Л. Н., Семихатов М. А. и Хоментовский В. В. 1956. К стратиграфии кембрийских отложений западной части Восточного Саяна. Докл. АН СССР, т. 110, № 1.
- Репина Л. Н., Семихатов М. А. и Хоментовский В. В. 1956а. Стратиграфия докембрия и нижнего кембрия западной части Восточного Саяна. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.
- Репина Л. Н. 1958. Трилобиты базальнского горизонта. Докл. АН СССР, т. 121, № 6.
- Реутовский В. С. 1905. Геологическая карта золотоносного района среднего течения р. Б. Абакан. Томск.
- Ржонсницкая М. А., Мелещенко В. С. и др. 1952. Материалы к изучению фауны таштыпской свиты Минусинской котловины. Палеонтология и стратиграфия. Сб. статей.
- Ржонсницкая М. А. и др., 1955. Полевой атлас характерных комплексов фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины. Госгеолтехиздат.
- Рисс Ю. А. 1953. Схема тектоники северной части Лено-Енисейской области в свете современных геолого-геофизических данных. Тр. НИИГА, т. 51. Геофизические методы разведки в Арктике. Сб. статей, вып. 2.
- Родевич В. М. 1911. Абакан. Краткое описание реки и ее бассейна. Мат-лы для описания русских рек, вып. 27, С-Пб.
- Родевич В. М. 1924. О соотношении рек Енисея и Ангары. Изв. Гидр. ин-та, № 8.
- Рождественский А. К. 1955. Первая находка динозавров в СССР в коленном месторождении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, № 4.

- Рожков Б. Н. 1932. Новые данные по геологии северо-западной окраины Енисейско-Ленской платформы. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. X, вып. 2.
- Рожков Б. Н., Моор Г. Г. и Ткаченко Б. В. 1934. К геологии Анабарского докембрия и окружающего его нижнего палеозоя. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. XII, вып. 4.
- Рожков Б. Н. и Моор Г. Г. 1936. О нижнем кембрии Анабарского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Рожков Б. Н. и Моор Г. Г. 1936а. О нижнем кембрии Анабарского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Рожков Б. Н., Моор Г. Г. и Ткаченко Б. В. 1936. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива. Тр. АНИИ, вып. 66.
- Рожков И. С. 1945. О мезозойских россыпях Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Рожков И. С. 1946. К изучению террасовых россыпей Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Розе Т. Н. 1956. Схема изогипс поверхности магнитных масс складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 106, № 5.
- Романов А. П. 1933. Описание карты Лено-Хатангского района. Изд-во Арктического ин-та.
- Романов Ф. И. 1956. Геологическое строение и нефтегазоносность девонских отложений юго-западной и центральной частей Минусинской котловины. Авторефераты науч. тр. ВНИГРИ, вып. 15.
- Романович Б. С. 1939. Результаты полевых работ Енисейской экспедиции в 1958 г. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 13.
- Ронкина З. З. и Сакс В. Н. 1956. Возможные источники сноса при формировании юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6.
- Ронкина З. З. 1957. Об образовании лептохлоритовых пород среди юрских и меловых отложений Хатангской впадины. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 4.
- Ростовцев Н. Н. 1954. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности южной части Западно-Сибирской низменности. Мат-лы по геологии, гидрогеологии и нефтегазоносности Зап. Сибири. Тр. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып. 1.
- Ростовцев Н. Н. 1955. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2.
- Ростовцев Н. Н. 1956. Западно-Сибирская низменность. Очерки по геологии СССР. Тр. ВНИГРИ, т. I, нов. сер., вып. 96. Гостоптехиздат.
- Ростовцев Н. Н. 1956а. К тектонике Чулымо-Енисейского района. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 8.
- Ростовцев Н. Н., Алексерова З. Т. и др. 1957. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Ростовцев Н. Н. 1958. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ.
- Ростовцев Н. Н. 1958а. Геологическое строение Западно-Сибирской низменности. Очерки по геологии СССР.
- Ростовцев Н. Н. 1959. Основные черты геологии и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 132.
- Ростовцев Н. Н., Симоненко Т. Н. и Уманцев Д. Ф. 1959. К вопросу о строении складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности. Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геол. геофиз. и минерал. сырья, вып. 1.
- Рубин А. М. 1932. Нижне-Тунгусская экспедиция АН СССР в 1932 г. Докл. АН СССР, сер. А, № 15.
- Рубин А. М. 1932а. Очерк работ Нижне-Тунгусской экспедиции АН СССР. Тр. Полярного ком. АН СССР, вып. 15.
- Рудовиц Ю. Л. 1939. Четвертичные отложения западной части Таймыра. Тр. АНИИ, т. 121. Мат-лы по геологии и угленосности Западного Таймыра.
- Русаков И. М. 1958. Стратиграфия верхнемезозойских отложений центральной части Восточного Таймыра и условия их образования. Тр. НИИГА, т. 85.
- Русанов А. В. 1936. Геологический очерк окрестностей Абаканского солеваренного завода. Мат-лы по геологии Западной Сибири, вып. 34.
- Рыгдылон Э. Р. 1951. Новые находки четвертичной фауны на Енисее. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 16.
- Рысюков И. Л. 1939. Петрография осадочных и изверженных пород Западного Таймыра, вулканические циклы и рудоносность. Тр. АНИИ, т. 121.

Рысюков И. Л. 1940. Групповое описание шлифов осадочных пород Западно-Таймырской экспедиции 1938—1939 гг. (сборы Козлова, Кочеткова, Люткевича, Парханова и Рысюкова). Тр. ГГУ ГУСМП.

Рябинин А. Н. 1939. О новых находках *Plesiosauria* в Советской Арктике и шейном позвонке *Plesiosaurus latispinus* Owen с о-ва Уединения в Карском море. — Проблемы Арктики, № 9.

Рябинин В. 1928. Заметки о силурийских строматопоридеях. Изв. Геолкома, т. 47, № 9—10.

Рябинин В. 1931. Новые силурийские строматопориды с р. Подкаменной Тунгуски (Красноярский округ). Тр. Геол. музея АН СССР, т. VIII.

Рябухин Г. Е. 1939. Использование фракции тяжелых минералов для корреляции осадочных толщ в низовьях р. Енисея. — Проблемы Арктики, № 12.

Рябухин Г. Е. 1939а. Геологическое строение и нефтеносность района Усть-Порта на р. Енисее. — Проблемы Арктики, № 3.

Рябухин Г. Е. 1939б. О некоторых проявлениях мерзлоты в районе Усть-Порта. — Проблемы Арктики, № 6.

Савенков И. Т. 1886. К разведочным материалам по археологии среднего течения р. Енисея. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. XVII, № 3—4.

Савенков И. Т. 1892. К материалам для медико-топографического описания окрестностей г. Красноярска. I. О палеолитической эпохе в окрестностях г. Красноярска. II. Предварительный геологический очерк долины р. Енисея в ближайших окрестностях Красноярска. Отчет о-ва врачей Енисейской губернии за 1891—1892 гг. Красноярск.

Савенков И. Т. 1893. О находке некоторых костей мамонта близ с. Барабановского на р. Енисее. Енисейские губернские ведомости, № 9 и 10.

Савенков И. Т. 1905. Описание черепа собаки древнеабаканской породы. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 36.

Савицкий В. Е. 1957. О строении и объеме алданского яруса на севере Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 1.

Савицкий В. Е. 1957а. О синийских отложениях Анабарского щита. Вестн. ЛГУ, № 24, сер. геол. и геогр., вып. 4.

Савич-Любичкая Л. И. и Абрамова А. Л. 1954. Ископаемые мхи из района раскопок Таймырского мамонта. — Ботан. ж., т. 39, № 4.

Сакс В. Н. 1936. О четвертичном оледенении севера Сибири Арктика, кн. IV.

Сакс В. Н. 1937. Геологический очерк Обь-Енисейской низменности. Тр. АН СССР, т. 87.

Сакс В. Н. 1939. Новые данные о геологическом строении района Усть-Енисейского порта. — Проблемы Арктики, № 10—11.

Сакс В. Н. 1940. Некоторые данные о вечной мерзлоте в низовьях р. Енисея. — Проблемы Арктики, № 1.

Сакс В. Н. 1940а. Основные моменты четвертичной истории юго-восточного побережья Карского моря. — Проблемы Арктики, № 5.

Сакс В. Н. 1940б. К познанию позднечетвертичной истории Северного полярного бассейна. — Проблемы Арктики, № 9.

Сакс В. Н. 1940в. Основные этапы формирования Таймырской депрессии. — Проблемы Арктики, № 10.

Сакс В. Н. 1941. О расчленении четвертичных отложений севера Сибири. — Сов. геол., № 5.

Сакс В. Н. 1945. Некоторые данные о вечной мерзлоте в бассейне р. Пясины. К геоморфологии бассейна р. Пясины. Тр. ГГУ, вып. 21.

Сакс В. Н. 1945а. Четвертичные отложения Таймырского полуострова и прилегающих островов. — Проблемы Арктики, № 2.

Сакс В. Н. 1945б. К вопросу о молодых тектонических движениях на севере Сибири. Докл. АН СССР, т. 47, вып. 8.

Сакс В. Н. 1945в. К стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии. Докл. АН СССР, т. 46, вып. 6.

Сакс В. Н. 1945г. Новые данные о геологическом строении бассейна р. Пясины. Тр. ГГУ, вып. 16.

Сакс В. Н. и Антонов К. В. 1945. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. Тр. ГГУ, вып. 16.

Сакс В. Н. и Ширяев И. Е. 1945. Основные итоги маршрутных геологических исследований по левым притокам Енисея — Пелятке, Яре и Танаме. Тр. ГГУ, вып. 16.

Сакс В. Н. 1946. Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ГГУ, вып. 22.

Сакс В. Н. 1946а. Четвертичные отложения северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. — Недра Арктики, № 2.

- Сакс В. Н. 1947. Четвертичное оледенение севера Сибири. — Природа, № 4.
- Сакс В. Н. 1947а. Новые данные о стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии. Докл. АН СССР, т. 57, № 2.
- Сакс В. Н. 1947б. Колебания уровня моря в устье Енисея в четвертичный период. — Природа, № 5.
- Сакс В. Н. 1948. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. АНИИ, т. 201.
- Сакс В. Н. 1951. Меловые отложения низовьев Енисея и бассейна Пясины. Тр. НИИГА, т. 19, вып. 2.
- Сакс В. Н. 1951а. Геологический очерк района г. Игарки. Тр. НИИГА, т. 19, вып. 2.
- Сакс В. Н. 1951б. Четвертичные двусторчатые моллюски Полярного бассейна. Тр. НИИГА, т. 19. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 2.
- Сакс В. Н. 1951в. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. Тр. НИИГА, т. 14.
- Сакс В. Н. 1952. Опыт восстановления истории развития Сибири в четвертичный период. Мат-лы по четвертичному периоду АН СССР, вып. 3.
- Сакс В. Н. 1953. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. НИИГА, т. 77.
- Сакс В. Н. и Ронкина З. З. 1953. Стратиграфия юрских и меловых отложений Мало-Хетской антиклинали (Усть-Енисейский район). Тр. НИИГА, т. 72, вып. 4.
- Сакс В. Н. 1954. Новые данные к стратиграфии мезозойских отложений низовьев Енисея. Тр. НИИГА, т. 43. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 3.
- Сакс В. Н. 1955. Новые данные по истории геологического развития Сибири в четвертичный период. Вopr. геол. Азии, т. 2. Изд-во АН СССР.
- Сакс В. Н. 1956. Стратиграфия мезозойских отложений Усть-Енисейской и Хатангской впадин. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (1). Секц. стратигр. мезозойск. и третич. отлож. Госгеолтехиздат.
- Сакс В. Н. 1957. Стратиграфия мезозойских отложений Усть-Енисейской и Хатангской впадин. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Сакс В. Н. и Егорова И. С. 1957. Геологическое строение западной части Северо-Сибирской (Таймырской) низменности. Тр. НИИГА, т. 81.
- Сакс В. Н. и Ронкина З. З. 1957. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Тр. НИИГА, т. 90.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. и Шульгина Н. И. 1957. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Хатангской впадины. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 3.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. и Шульгина Н. И. 1957а. Находки новых горизонтов мезозоя в Северо-Сибирской низменности — в верхнем течении р. Хеты. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 2.
- Сакс В. Н. 1958. Стратиграфия юрских и меловых отложений Центрального сектора Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 92.
- Сакс В. Н. и Ронкина З. З. 1958. Палеогеография Хатангской впадины и прилегающих территорий на протяжении юрского и мелового периодов. Тр. НИИГА, т. 85.
- Сакс В. Н. и Ронкина З. З. 1958а. О возможных размывах Сибирской платформы в мезозое. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 7.
- Сакс В. Н., Шульгина Н. И., Басов В. А. и Юдовин Е. Г. 1958. Предварительные результаты исследования юрских и нижнемеловых отложений в районе р. Анабара и Анабарского залива в 1958 г. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 11.
- Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З. и Аглонова Э. Н. 1959. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 99.
- Салун С. А. 1956. Основные черты тектоники Западного Саяна. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, № 2.
- Салун С. А. 1957. О возрасте и стратиграфической принадлежности санаштыг-гольских известняков Западного Саяна. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. 62, отд. геол., вып. 3.
- Салун С. А. 1957а. Порфиновая формация складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Самойлович Р. Л. 1933. Геоморфологические и гляциологические наблюдения во время полета на воздушном корабле «Граф Цеппелин» летом 1931 г. Тр. АНИИ, № 12.
- Сапожников Д. Г. 1937. К литологии битуминозных среднедевонских пород Минусинской котловины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Саранчина Г. М. 1923. Петрографо-геохимические исследования Чезыно-Патынского района Горной Шории (Кузнецкий Алатау). Мат-лы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. III, вып. 19.

- Саранчина Г. М. 1940. Щелочные породы массива Сайбар (Зап. Сибирь, Красноярский край). Уч. зап. ЛГУ, вып. 8.
- Сарсадских Н. Н. и Попугаева Л. А. 1955. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе.—Разведка и охрана недр, № 5.
- Сафроньев В. П. 1959. О находках мезозойских отложений на севере Сибирской платформы в верховьях р. Большой Романихи. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 14.
- Саханова Н. С. 1957. Спорово-пыльцевые комплексы угленосных отложений Канского бассейна. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Сахарова Е. И. 1957. Новейшие движения в Приангарской части Енисейского кряжа.—Сов. геол., сб. 62.
- Сборник «Геологические исследования Нордвик-Хатангского района и Таймырского полуострова». 1939. Изд-во ГГУ ГУСМП.
- Сведения об экспедиции для исследования Туруханского края. Отчет Сиб. отд. РГО за 1866 и за 1867 гг. (Прил. 58—63, 73—75 и 87—90), С-Пб.
- Сведчинская Л. В. 1956. Геологическая и структурная карта Южно-Минусинской котловины. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 16.
- Семенов П. Н. 1837. Геогностическое описание золотосных россыпей в Томско-Енисейском кряже.—Горн. ж., т. 1, № 2.
- Семенов П. Н. и Потанин Г. Н. 1877. Землеведение Азии Карла Риттера, т. IV, доп. к т. III «Алтайско-Саянская горная система по новейшим сведениям 1832—1876 гг.». Изд. РГО, С-Пб.
- Семихатова С. В. 1946. Нижнекаменноугольные брахиоподы из глубокой буровой скважины в Нордвике.—Недра Арктики, № 1.
- Семихатов М. А. и Хоментовский В. В. 1956. Стратиграфия докембрийских отложений западной части Восточного Саяна. Докл. АН СССР, т. 110, № 2.
- Семихатов М. А. 1957. К стратиграфии алданского яруса нижнего кембрия Канско-Ангарской впадины. Докл. АН СССР, т. 115, № 6.
- Семихатов М. А. 1959. Нижний кембрий Канско-Ангарской впадины. Бюлл. МОИП, т. 64, отд. геол., вып. 2.
- Семихатов М. А. 1959а. Стратиграфия и геологическая история нижнего кембрия северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, сер. геол. № 7.
- Сивов А. Г. 1940. Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Западного Саяна. Тр. Конф. по изуч. произв. сил. Сибири, Томск. гос. ун-т, т. 11.
- Сивов А. Г. 1940а. Верхний кембрий Саяно-Алтайской области Тр. Конф. по изуч. произв. сил. Сибири, Томск. гос. ун-т, т. 11.
- Сивов А. Г. 1944. О нижнем силуре Западного Саяна. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 62, вып. 1.
- Сивов А. Г. 1948. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Тр. ГГИ Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 2.
- Сивов А. Г. 1950. Верхнекембрийская арбатская формация Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 2.
- Сивов А. Г. 1953. Нижний кембрий Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 74, вып. 2.
- Сивов А. Г. 1954. Элементы стратиграфии и тектоники девонских отложений Минусинской котловины. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 132.
- Сивов А. Г. 1955. Кембрийская система. Атлас руководящих фаун и флор Западной Сибири. Госгеолтехиздат.
- Сивов А. Г. 1956. Стратиграфия кембрийских и раннеордовикских отложений Саяно-Алтайской области. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.
- Сивов А. Г. и Томашпольская В. Д. 1958. О возрасте санаштыкгольских археоциато-трилобитовых комплексов Саяно-Алтайской области. Мат-лы по геол. Зап. Сибири, ЗСГУ, вып. 61.
- Сивов А. Г. и Томашпольская В. Д. 1958а. Материалы по геологии Западного Саяна. Госгеолтехиздат.
- Сигунов П. Н. 1959. Влияние блоковой тектоники на рельеф междуречья Горбичин—Кулжумбэ (северо-западная окраина Сибирской платформы). Тр. НИИГА, т. 107.
- Сиденснер А. К. 1878. Экспедиция Министерства путей сообщения на водораздел Оби и Енисея. Изв. РГО, т. XIV, вып. 3.
- Сизова П. П. 1922. О лэнетовых роговых обманках из Урянхайского края и Кузнецкого Алатау. Изв. АН СССР, сер. 6, т. 16, № 1—18.

- Симоненко Т. Н. 1956. Использование результатов аэромагнитной съемки для выяснения структуры поверхности фундамента Западно-Сибирской низменности. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3.
- Ситников С. П. и Грибова Н. А. 1954. Геотектоническое районирование Сибирской платформы. Тр. ВНИГРИ, спец. серия, вып. 13.
- Скороговоров И. 1865. Описание Енисейской губернии (из дорожных записок по Восточной Сибири). Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. VIII, отд. 11.
- Скороговоров И. 1866. Описание Енисейской губернии (о костях допотопных животных в Енисейском округе). Зап.-Сиб. отд. РГО, кн. 8.
- Словцов П. 1844. Историческое обозрение Сибири. Кн. 2; кн. 1 (1838).
- Словцов П. 1868. Историческое обозрение Сибири. Т. 1 в двух частях. Изд. 2, С-Пб.
- Смирнов Л. П. 1934. Некоторые данные по географии и геологии Таймырского полуострова. — Арктика, № 2.
- Смирнов Л. П. 1953. Геологическое строение центральной части бассейна р. Попигаи. Тр. НИИГА, т. 58.
- Смышляев В. Н. 1957. К петрохимии пород Маинской плагиогранитной интрузии (Западный Саян). Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4.
- Смышляев В. Н. 1958. Основные черты геологического строения Маинской плагиогранитовой интрузии (Западный Саян). Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90.
- Соболев А. Н. 1924. Палеонтологические заметки. Изв. Краснояр. отд. РГО, т. III, вып. 2.
- Соболев А. 1924. На реке Танаме. Изв. РГО, т. 56, вып. 2.
- Соболев В. 1933. Кварц—фаялитовый диабаз — пегматит (р. Нижняя Тунгуска). Зап. Минер. о-ва, ч. XII, № 2.
- Соболев В. 1933а. Щелочная жила в траппе на р. Илимее. Зап. Минер. о-ва, ч. 62, № 2.
- Соболев В. 1935. Геолого-петрографический очерк района р. Илимпеи. Изв. РГО, т. 67, вып. 6.
- Соболев В. 1935а. Редкий тип контактового метаморфизма известняка. Зап. Минер. о-ва, ч. 64, № 1.
- Соболев В. 1935б. Сибирские траппы как пример явлений кристаллизационной дифференциации. — Пробл. сов. геол., № 7.
- Соболев В. С. 1936. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. АНИИ, т. 43.
- Соболев В. С. 1937. Особенности магматических проявлений и металлогении платформы на примере формаций сибирских траппов. Тез. докл. XVII междунац. геол. конгресса.
- Соболев В. С. 1937а. Магматические эпохи Енисейско-Ленской части Советской Арктики. Тез. докл. XVII междунац. геол. конгресса, т. V.
- Соколов А. 1851. Таймырский полуостров. Сведения о нем, собранные за 100 лет. Вестн. РГО, ч. 1.
- Соколов А. 1852. Северная экспедиция 1733—1743 гг. Зап. Гидрограф. департ. Морск. мин-ва, С-Пб.
- Соколов Б. С. 1946. Стратиграфические и зоогеографические особенности коралловой фауны силура западной окраины Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. IV, вып. 9.
- Соколов Б. С. 1947. Новые сирингопориды Таймыра. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. 11, отд. геол., т. XXII, вып. 6.
- Соколов Б. С. 1950. Силурийские кораллы запада Сибирской платформы. Вопр. палеонт., т. 1, ЛГУ.
- Соколов В. Н. 1952. Геологическое строение и геоморфология бассейна верхнего и среднего течения р. Малой Хеты. Тр. НИИГА, т. 39, Рефераты, сб. 2.
- Соколов В. Н. 1957. Геологическое строение северной части Западно-Сибирской низменности. Тр. НИИГА, т. 81.
- Соколов В. Н. 1958. Тектоническое районирование севера Западно-Сибирской низменности. Тр. НИИГА, т. 92.
- Соколов Д. В. 1914. Геологические исследования, произведенные в Минусинском уезде Енисейской губернии в 1913 г. Изв. Геолкома, № 9, т. 33.
- Соколов Д. В. и Вознесенский В. Л. 1915. Геологические отчеты о съемке в Минусинском уезде Енисейской губернии. Изв. Геолкома, т. 34, вып. 1.
- Соколов Д. В. и Чураков А. Н. 1915. О местности между речкой Бирей и р. Енисеем и переходе через последний в урочище Майдаши в связи с постройкой Ачинск-Минусинской железной дороги. Изв. Геолкома, № 2, т. 34, прот. 3—12.

- Соколов Д. В. 1916. Работы по планомерной геологической съемке средней части Минусинского уезда. Изв. Геолкома, т. 35, № 1.
- Соколов Н. И. и Тюменцев Н. В. 1949. К вопросу о находке *Elephas trogontherii* Poll в бассейне р. Ангары. Докл. АН СССР, т. 69, вып. 3
- Соколов Н. И. 1957. Некоторые данные о стратиграфии четвертичных отложений долины рек Норильской и Рыбной. Тез. докл. Всесоюзн. межвед. совещ. по изуч. четвертичн. периода. Госгеолтехиздат.
- Соловьев П. И. 1904. О растительности и почвах тайги в Мариинско-Чулымском районе Томской губернии. Мат-лы по изучению русских почв, вып. 15, С.-Пб.
- Солоненко В. П. 1949. Излияния траппов и некоторые особенности тектоники Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 67, вып. 6.
- Солоненко В. П. 1954. Геология графитоносной толщи Нижнетунгусского прогиба. Тр. Вост.-Сиб. ФАН СССР, вып. 1.
- Сороков Д. С. 1956. Стратиграфия морских мезозойских отложений Ленского и Ленско-Хатангского районов (Анабаро-Хатангский, Лено-Оленекский и Жиганский районы). Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (1). Секц. стратигр. мезозойск. и третичн. отлож. Госгеолтехиздат.
- Сороков Д. С. 1957. Стратиграфия морских мезозойских отложений северной части Ленского и Ленско-Хатангского прогибов. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.
- Сороков Д. С. 1958. Стратиграфия триасовых отложений Центрального сектора Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 92.
- Сосновский Г. П. 1924. Палеонтологические находки в Минусинском крае. Сб. «Сибирская живая старина». Изд. Вост.-Сиб. отд. РГО.
- Сосновский Г. П. 1924а. Палеонтологические находки в Минусинском крае. Изд-во Вост.-Сиб. отд. РГО.
- Сосновский Г. П. 1924б. Новые стоянки палеонтологического периода в окрестностях г. Красноярска. Изд-во Иркутск. научн. музея.
- Сосновский Г. П. 1934. Палеолитические стоянки Северной Азии. Тр. 11-ой конф. Междун. ассоц. четв. пер., вып. V. АН СССР.
- Сосновский Г. П. 1935. Позднепалеолитические стоянки Енисейской долины. Изв. Акад. мат. культуры, вып. 118.
- Сошкина Е. Д. 1955. Развитие четырехлучевых кораллов силура р. Подкаменной Тунгуски. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 1.
- Спафарий Николай. 1882. Путешествие через Сибирь от Тобольска до Нерчинска и границ Китая. (Дорожный дневник Спафария с введением и примечаниями Ю. В. Арсеньева) Зап. РГО по отд. этнографии, С.-Пб.
- Сперанский Б. Ф. 1937. Новое в геологии Западной Сибири. Вест. ЗСГУ, № 6.
- Сперанский Б. Ф. 1938. Новые данные о геологии Западной Сибири по работам ЗСГУ. Вестн. ЗСГУ, № 6.
- Сперанский Б. Ф. 1939. Результаты работ ЗСГУ по геологической съемке в 1939 г. Вестн. ЗСГУ, вып. 6.
- Сперанский Б. Ф. 1940. Предварительные геологические результаты работ съемочных партий ЗСГУ в 1940 г. Вестн. ЗСГУ, № 6.
- Сперанский Б. Ф. 1948. Стратиграфическая легенда докембрийских образований государственной геологической карты Западной Сибири. Вопр. докембрия Зап. Сибири. Тр. Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 2.
- Спижарский Т. Н. 1945. Схема тектоники Советского сектора Арктики. Докл. юбил. сессии Арктического института.
- Спижарский Т. Н. 1947. Общий обзор тектонического строения Советской Арктики. Геология СССР, т. XXVI. Госгеолтехиздат.
- Спижарский Т. Н., Молдавский М. Л. и Лесгафт А. В. 1948. Новые данные по стратиграфии и возрасту палеозойских отложений р. Бирюсы. Мат-лы ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 8.
- Спижарский Т. Н., Молдавский М. Л. и Лесгафт А. В. 1948а. Предварительный отчет Бирюсинской стратиграфической партии. Изв. ГУГФ, вып. 5.
- Спижарский Т. Н. 1955. О возрасте вулканогенных образований Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 7.
- Спижарский Т. Н. 1956. О нижней границе палеозоя. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4.
- Спижарский Т. Н. 1956а. Позднедокембрийские отложения Сибирской платформы. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (III). Секц. стратигр. докембрия. Госгеолтехиздат.
- Спижарский Т. Н. 1957. Основные вопросы стратиграфии Сибирской платформы. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.

Спижарский Т. Н. 1958. Стратиграфия и фации осадочно-вулканогенного покрова Сибирской платформы. — Сов. геол., № 12.

Стальнов Г. А. 1910. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание листов 3-7 и Ж-7. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сибири, Енисейский район, С.-Пб.

Стальнов Г. А. 1912. Преварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в нижней части рек Абакана и Уйбата в 1908 г. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сибири, Енисейский район, вып. 11.

Стальнов Г. А. 1912. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание листов И-7, И-8, И-9, Ж-8 и З-8. Золотоносные области Сибири. Енисейский район, С.-Пб.

Стальнов Г. А. 1912. О присутствии современных ледников в бассейне р. Кан в Саянах. Зап. Минер. об-ва, ч. 48, прот. 23.

Стальнов Г. А. 1925. К вопросу о современных саянских ледниках. Вестн. Геолкома, т. 1, № 4.

Стаевич А. Н. 1910. Земли Абаканской инородческой управы Енисейской губернии. Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1909 г., С.-Пб.

Степанов Д. 1941. Реферат монографии О. Л. Эйнора о брахиоподах нижней перми Таймыра. Палеонтологический обзор (приложение к трудам Палеонтологического ин-та АН СССР), вып. 4.

Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. 1957. — Сов. геол., сб. 55.

Стратиграфия СССР. 1. Докембрий. Докембрий Азиатской части СССР. 1939. Изд. АН СССР.

Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. 1958. Госгостехиздат.

Страхов Н. М. 1936. Литология верхнепалеозойских битуминозных мергелей среднего течения р. Юрезань и битуминозных девонских известняков Минусинской котловины. Отчет Нефтяного института за 1933 г.

Стрелков С. А. 1949. О некоторых особенностях гидрографической сети в низовьях Енисея. Изв. ВГО, т. 81, вып. 5.

Стрелков С. А. 1950. Автореферат работ: «Геоморфология и четвертичные отложения бассейнов рек Муксунихи и Яковлевой на правобережье Енисея» и «О геологических исследованиях в низовьях Енисея в 1947 г.» Рефераты геологических работ организаций ГГУ. Тр. НИИГА, т. XII, вып. 1.

Стрелков С. А. 1950а. Автореферат работы «История ландшафтов низовьев Енисея в четвертичный период». Рефераты геологических работ организаций ГГУ. Тр. НИИГА, т. XII вып. 1.

Стрелков С. А. 1951. История ландшафтов низовьев Енисея в четвертичный период. Тр. НИИГА, т. XV.

Стрелков С. А. 1952. Геологический отчет и геоморфологический очерк бассейна верхнего течения р. Агапы, 1950 г. Тр. НИИГА, т. 38. Рефераты, сб. 2.

Стрелков С. А., Троицкий С. Л. 1953. Геологическое строение и рельеф междуречья Большой Хеты и Мессо и бассейна р. Соленой. Тр. НИИГА, т. 60.

Стрелков С. А. 1954. Новые данные о зырянском оледенении северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. НИИГА, т. 43.

Стрелков С. А. 1956. Стратиграфия четвертичных отложений северной части Западной Сибири и Таймырской низменности. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифици. стратигр. схем Сибири. (V). Секц. стратигр. четвертичн. отлож. Госгеолтехиздат.

Стрелков С. А. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений севера Западной Сибири и Таймырской низменности. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Госгеолтехиздат.

Стрелков С. А. 1959. Отражение палеогеографических закономерностей на карте четвертичных отложений севера Сибири. Изв. ВГО, т. 91, вып. 1.

Стрелков С. А. 1959а. Формирование четвертичных отложений северной части Средне-Сибирского плоскогорья в связи с особенностями проявления новейшей тектоники. Тр. НИИГА, т. 102.

Строльман 2-й. 1834. Геогностическое описание гор, заключающихся между верховьями р. Чулыма в Енисейской губернии. — Горный ж., т. III, № 8.

Строльман 2-й. 1835. Геогностические замечания в горах Саянского края. — Горный ж., т. III № 7.

Строльман. 1894. Экспедиция АН в 1893 г. на Новосибирские острова и побережье Ледовитого океана. Изв. РГО, т. 30, вып. 4.

- Сурков В. С. 1958. Новые данные о геологическом строении Минусинского структурного района. Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., № 1.
- Суслов И. М. 1937. Река Оленек. Гидрографическое управление Главсевморпути.
- Суслов С. П. 1935. Географические наблюдения в Енисейской лесотундре (район Боганидского озера). Тр. Ин-та физической географии АН СССР, вып. 14.
- Суслов С. П. 1935а. К геоморфологии района Норильских озер (озеро Лама). Тр. Ин-та физической географии АН СССР, вып. 14.
- Сухов С. В. 1953. Новые месторождения листовых флор на р. Сым. Вторая научн. конф. по вопросам геол. Зап. Сибири. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 124.
- Сягаев Н. А. 1954. Геологическое строение Лено-Анабарского побережья моря Лаптевых и соображения о размещении глубоких структурно-стратиграфических скважин. Тр. НИИГА, т. 43. Сб. статей по геол. Арктики, вып. 3.
- Сягаев Н. А. 1956. К тектонике складчатого обрамления северо-востока Сибирской платформы. Вестн. МГУ, сер. биол., почв, геол. и геогр., № 1.
- Сягаев Н. А. 1957. О новейших тектонических движениях Лено-Хатангского севера. Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. четвертичн. периода. Госгеолтехиздат.
- Сягаев Н. В. и Атласов И. П. 1956. Структура Лено-Анабарского краевого прогиба. Вестн. МГУ, № 2, сер. биол., почв., геол. и геогр. № 1.
- Сягаева Н. А. 1958. О меловом Предтаймырском прогибе. Научн. докл. высш. школы. — Геолого-географ. науки. № 4.
- Тазихин Н. Н. 1959. О границе максимального распространения юрского моря на Сибирской платформе. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 6.
- Таймырский национальный округ. 1938. — Сов. Арктика, № 1.
- Талызин Н. Ф. 1890. Пороги в Саянской теснине Енисея. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. XXI, № 4. Иркутск.
- Тарков А. П. 1957. Изучение истории формирования локальных структур в Минусинской котловине по данным электрокаротажа роторных скважин. — Разведка и охрана недр, № 9.
- Тарков А. П. 1958. К вопросу о тектоническом строении Южно-Минусинской котловины в конце живецкого века. Докл. АН СССР, т. 122, № 5.
- Тарков А. П. 1958а. Структура современной поверхности Минусинских котловин по данным аэромагнитной съемки. Докл. АН СССР, т. 120, № 6.
- Тебеньков В. П. 1937. О геологических исследованиях по р. Нижней Тунгуске в 1936 г. — Пробл. сов. геол., № 4.
- Тебеньков В. П. 1938. Работы Нижне-Тунгусской геологической экспедиции 1937 г. — Проблемы Арктики, № 1.
- Тебеньков В. П., Гантман Д. С. и Эйноор О. Л. 1939. Геологическое строение и угленосность р. Нижней Тунгуски от р. Северной до р. Чапкокта. Тр. АНИИ, т. 126. Геология и полезн. ископ. Енисейско-Ленской обл. вып. 1.
- Тебеньков В. П. и Шведов Н. В. 1941. К стратиграфии угленосных отложений Западного Таймыра. Докл. АН СССР, т. 31, № 8.
- Теодорович Г. И. 1954. Основные черты стратиграфии и палеогеографии девона Минусинской котловины. Вопр. геол. Азии, т. 1. Изд. АН СССР.
- Теодорович Г. И. 1956. Стратиграфия и унификация разрезов девона и области Минусинских котловин и Назаровской впадины. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифич. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнежив. отлож. Госгеолтехиздат.
- Теодорович Г. И. 1958. Стратиграфия и унификация разрезов девона Минусинских и Назаровских впадин. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 9.
- Теодорович Г. И., Полонская Б. Я. 1958. Стратиграфия, петрография и фации девона Минусинских и Назаровских впадин. Изд. АН СССР.
- Теодорович Г. И. 1959. Основные типы осадочных формаций платформ, краевых и межгорных прогибов (на примере Русской платформы, Предуральского прогиба, Зап.-Сиб. плиты и области Минусинской котловины). — Узб. геол. журнал, № 3.
- Теплоухов С. 1922. Следы доисторической жизни в Минусинском крае. Геогр. вестн., 1, вып. 2—3.
- Термические разрезы на р. Енисее. 1940. — Проблемы Арктики, № 9.
- Тесленко Д. В. 1959. Некоторые закономерности распространения цикадофитов в юре Сибири. Докл. АН СССР, т. 127, № 1.
- Тест Б. И. 1941. Петрография метаморфических пород западного побережья Таймырского полуострова. Тр. ГГУ ГУСМП, т. 12.
- Тест Б. И. 1952. Породы траппового комплекса Анабарского массива и связанные с ними явления гибридизации. Тр. НИИГА, т. 44.

- Тетяев М. М. 1924. О некоторых основных вопросах геологии Сибири. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. II, вып. 3.
- Тетяев М. М. 1935. О тектонике Арктики. Геология и полезные ископаемые севера СССР. Тр. 1-й геол.-развед. конф. Главсевморпути, т. 1.
- Тетяев М. М. 1937. Сибирская экскурсия. XVII междунац. геол. конгресс. Красноярский край.
- Тимофеев Б. В. 1958. Споры протерозойских и раннепалеозойских отложений Восточной Сибири и их стратиграфическое значение. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Госгеолтехиздат.
- Тимофеев Б. В. 1959. Стратиграфия, палеонтологическая характеристика и сопоставление разрезов синийских и кембрийских отложений, развитых на склонах Алданского и Анабарского щитов. Тр. ВНИГРИ, вып. 130.
- Титов Д. В. 1956. Нижний палеозой Восточного Саяна. Тез. докл. на межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (II). Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.
- Тихомиров Б. А. 1951. О растительности эпохи мамонта на севере Сибири. — Природа, № 1.
- Ткаченко Б. В., Михайлов А. Ф. и Тест Б. И. 1940. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Нижней Тунгуски. Тр. АНИИ, т. 174.
- Ткаченко Б. В., Михайлов А. Ф. и Тест Б. И. 1941. Геология и полезные ископаемые центральной части Тунгусского бассейна. Тр. ГГУ, т. 11.
- Ткаченко Б. В. 1954. Докембрий Анабарского щита. Мат-лы Лабор. геологии докембрия, вып. 2.
- Ткаченко Б. В., Рабкин М. И., Демокидов К. К., Вакар В. А. и др. 1957. Геологическое строение северной части Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. НИИГА, т. 81.
- Ткаченко Б. В. 1957. Успехи советской геологической науки в изучении Арктики. Информ. бюлл., НИИГА, вып. 5.
- Толль Э. В. 1895. О распространении кембрийских и нижнесилурийских отложений в Сибири. Предварительное сообщение Зап. минерал. о-ва, т. 33, вып. 1.
- Толль Э. В. 1897. Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду. Зап. ГРО, т. 32, № 1.
- Толль Э. В. 1901. Заметка о некоторых геологических наблюдениях, произведенных во время плавания яхты «Заря». Изв. АН, т. XV, № 4.
- Толль Э. В. 1904. Краткий отчет за время с 25 мая по 26 октября 1902 г. Изв. АН, т. XX, № 5.
- Толль Э. В. 1912. Объяснительная записка к географической и геологической карте стоверстного м-ба района Хатангской экспедиции 1905 г. Изв. РГО, т. 48, вып. 6.
- Толмачев А. И. 1926. Предварительный очерк о поездке в низовьях р. Енисея и прибрежную часть Гыданской тундры летом 1926 г. Изв. АН, № 8.
- Толмачев А. И. 1929. Таймырская экспедиция АН СССР. Докл. АН СССР, сер. А, № 8.
- Толмачев А. И. 1930. Таймырская экспедиция. Отчет АН СССР за 1929 г., ч. II.
- Толмачев А. И. 1930а. Предварительный отчет о работах Таймырской экспедиции АН СССР в 1928 г. Тр. Полярного ком. АН СССР, вып. 1.
- Толмачев А. И. 1931. Обледенение Таймыра. Изв. АН СССР, VII сер., № 1.
- Толмачев А. И. 1932. Комплексная характеристика природных богатств Севера СССР. Мат-лы 1-й Конф. по изуч. прир. сил СССР.
- Толмачев И. П. 1899. Варнолит с р. Енисея. Тр. С.-Петерб. об-ва естествоиспыт., т. 27.
- Толмачев И. П. 1899а. К вопросу о происхождении цирков. К вопросу о ледниковом периоде в Сибири. Тр. С.-Петерб. об-ва естествоиспыт., т. 30, вып. 1.
- Толмачев И. П. 1902. О следах ледникового периода в Кузнецком Алатау. Тр. С.-Петерб. об-ва естествоиспыт., т. 33, вып. 1, прот. 200—202.
- Толмачев И. П. 1903. Геологическая поездка в Кузнецкий Алатау летом 1902 г. Изв. РГО, т. 39, вып. 4.
- Толмачев И. П. 1903а. Геологический очерк окрестностей оз. Шира. Мат-лы по геол. России, т. 21, вып. 1. С.-Пб.
- Толмачев И. П. 1904. Проект экспедиции для исследования р. Хатанги. Изв. РГО, т. 40, вып. 2.
- Толмачев И. П. 1905. Вести из Хатангской экспедиции. I—IV (из писем к Ф. Н. Чернышеву). Изв. РГО, т. 41, вып. 3.
- Толмачев И. П. 1906. Вести из Хатангской экспедиции (из писем к Ф. Н. Чернышеву, Ф. Б. Шмидту и секретарю общества). Изв. РГО, т. 42, вып. 2—3.

- Толмачев И. П. 1907. Формы поверхности и строение земной коры в пределах Западной Сибири. Россия, т. XVI.
- Толмачев И. П. 1908. Хатангская экспедиция. Тр. Троицко-Кяхтинского отд. Приамур. отд. РГО, т. IX, вып. 1, С.-Пб.
- Толмачев И. П. 1909. Геологическое описание восточной половины 15-го и юго-западной четверти 16-го листа VIII р. 10-верстной карты Томской губернии (листы Тыдык, Уса и Карлыган). Тр. Геол. части кабинета Его Импер. Величества, т. VII.
- Толмачев И. П. 1910. Новые данные по географии Северной Сибири. Изв. АН, VI сер., т. IV, № 13.
- Толмачев И. П. 1911. Заметка по поводу поперечного профиля через р. Енисей у г. Енисейска. Тр. Троицко-Кяхтинского отделения РГО, т. XII, вып. 1.
- Толмачев И. П., Тихонович Н. Н. и Мамонтов В. Н. 1913. Геологическое описание и полезные ископаемые района проектируемой Южно-Сибирской железной дороги. С.-Пб.
- Толмачев И. П. 1913. К геологии севера Сибири. Тр. С.-Петерб. о-ва естествоиспыт., т. 44, вып. 1, № 2—3, прот. 57—58 и 59—63.
- Толмачев И. П. 1914. Геологическое строение «Азиатская Россия». Изд. Главного переселенч. упр., т. II, С.-Пб.
- Толмачев И. П. 1915. Обязательная записка к географической и геологической карте 100-верстного масштаба района Хатангской экспедиции 1905 г. Изв. РГО, т. 48, вып. 6.
- Томашпольская В. Д. 1958. К вопросу о возрасте и стратиграфии отложений района оз. Игеркуль. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90.
- Третьяков П. 1869. Туруханский край. Зап. РГО по общ. геогр., т. II.
- Троицкий С. Л. и Донецко В. А. 1957. Результаты тематических полевых работ в низовьях р. Енисей в 1957 г. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 6.
- Троицкий С. Л. 1958. Количественные характеристики комплексов морской фауны в санчуговских и казанцевских слоях четвертичных отложений Енисейского севера. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр., вып. 12.
- Трофимов В. С. 1940. Новые данные по геологии центральной части Восточного Саяна. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18.
- Трофимук А. А. 1958. О книге «Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия». — Геология нефти, вып. 10.
- Труфанова А. П. 1948. Траппы восточной части Тунгусского бассейна и их металлогенность. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 22.
- Тугаринов А. Я. 1924. Предварительный отчет экспедиции на р. Подкаменную Тунгуску (Катангу) в 1921 г. Изв. Краснояр. отд. РГО, т. III, ч. 2.
- Тугаринов А. Я. 1932. К характеристике четвертичной орнитофауны Сибири (палеолитическая стоянка — Афонтова гора II). Тр. Комисс. по изучен. четвертичн. отлож. АН СССР, № 1.
- Туголесов Д. А. 1952. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Тыжнов А. В. 1958. О стратиграфическом расчленении нижнекаменноугольных отложений Южно-Минусинской впадины. — Сов. геол., № 10.
- Тыжнова О. В. и Тыжнов А. В. 1944. Новые данные по геологии Минусинского бассейна. Вестн. ЗСГУ, вып. 4—5.
- Тыртиков А. П. 1953. Протаивание почвы в районе г. Игарки. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 12.
- Тюменцев К. Г. 1923. Результаты геологических работ, произведенных летом 1922 г. в бассейне р. Бальксы, Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. III, вып. 3.
- Унксов В. А. 1934. Траппы района рек Уды — Чуны — Тасевой. Тр. СОПС АН СССР, сер. Сиб., вып. 18.
- Урванцев Н. Н. 1920. Низовья р. Енисей. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. 1, вып. 6.
- Урванцев Н. Н. 1921. Дополнительные геологические исследования Норильского каменноугольного района. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. 11 вып. 6.
- Урванцев Н. Н. 1928. Следы четвертичного оледенения центральной части севера Сибири. Геол. вестн., т. VI, № 1—3.
- Урванцев Н. Н. 1929. Маршрутные исследования по р. Хантайке летом 1928 г. Изв. Геолкома, т. 48, № 8.
- Урванцев Н. Н. 1930. Четвертичное оледенение Таймырского края. — Природа, № 4.
- Урванцев Н. Н. 1931. Таймырская геологическая экспедиция 1929 г. Тр. ГГРО, вып. 65.

- Урванцев Н. Н. 1931а. Следы четвертичного оледенения центральной части севера Сибири. Тр. ГГРО, вып. 113.
- Урванцев Н. Н. 1931б. Четвертичное оледенение Таймыра. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. отлож. АН СССР, № 3.
- Урванцев Н. Н. 1935. К картографии и геологии северной части Таймырского полуострова. Бюлл. АНИИ, № 5—6.
- Урванцев Н. Н. 1935а. К вопросу об организации геологических исследований в центральной области Енисейско-Ленской платформы. Бюлл. АНИИ, № 5—6.
- Урванцев Н. Н. 1935б. Геология и полезные ископаемые Таймырско-Виллюйской депрессии. Тез. докл. на сессии Ученого совета Всесоюзного арктического института. Главсевморпуть.
- Урванцев Н. Н. 1935в. Древнее оледенение на севере СССР. Геол. и полезн. ископ. Севера СССР. Тр. 1-й геол.-разв. конф. Главсевморпути, т. 1. Геология.
- Урванцев Н. Н. 1937. Тектоническое строение полярной области между реками Енисеем и Леной. Тез. докл. XVII Междунар. геол. конгресса.
- Урванцев Н. Н. 1937а. К геологии Енисейско-Ленской области. — Проблемы Арктики, № 3.
- Урванцев Н. Н. 1949. Таймырская складчатая зона. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 3—4 (40—41).
- Урванцев Н. Н. 1956. Четвертичные отложения северо-западной части Сибирской платформы (Норильский район). Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. (V). Секц. стратигр. четвертичн. отлож. Госгеолтехиздат.
- Урванцев Н. Н. 1956а. Среднепалеозойские отложения (D и C₁) северо-западной части Сибирской платформы. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. полеоз. отлож. Госгеолтехиздат.
- Урванцев Н. Н. 1957. Четвертичные отложения северо-западной части Сибирской платформы. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож.
- Урванцев Н. Н. 1958. Тектоника северо-западной части Сибирской платформы и перспективы никелевого оруденения и нефтеносности. Тр. НИИГА, т. 80.
- Усов М. А. 1919. Геологическое строение района Абаканского железорудного месторождения. Вестн. О-ва сиб. инженеров. Томск.
- Усов М. А. 1922. Отчет о деятельности Сибирского отделения Геолкома. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. 11, вып. 6.
- Усов М. А. 1922а. Отчет о деятельности Сибирского отделения Геолкома. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. III, вып. 1.
- Усов М. А. 1923. Сибирский геологический комитет. — Горный ж., № 1—2.
- Усов М. А. 1925. Отчет о деятельности Сибирского отделения Геолкома. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. IV, вып. 6.
- Усов М. А. 1933. Итоги исследования геологии Западно-Сибирского края за первую пятилетку. Вестн. ЗСГТр., № 2—3.
- Усов М. А. 1934. Новые данные по геологии Западно-Сибирского края (итоги работ 1934 г.). Вестн. ЗСГГТр., вып. 6.
- Усов М. А. 1935. Новые данные по геологии Западного Саяна. — Прсбл. сов. геол., № 5.
- Усов М. А. 1935а. Новые данные 1935 г. по геологии Западно-Сибирского края. Вестн. ЗСГТр., № 6.
- Усов М. А. 1935б. Докембрий Западно-Сибирского края. — Пробл. сов. геол., № 5.
- Усов М. А. 1936. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Тр. ЗСГРТр.
- Усов М. А. 1936а. Предварительная сводка новых данных 1936 г. по геологии Западной Сибири. Вестн. ЗСГТр., № 6.
- Усов М. А. 1937. Общие итоги изучения геологического строения Западной Сибири к двадцатилетию Октября. Вестн. ЗСГТр., № 5.
- Усов М. А. 1937а. Основные результаты работ ЗСГТр. по изучению четвертичной геологии Западной Сибири. Вестн. ЗСГТр., № 1.
- Усов М. А. 1939. Гипербазитовая формация Западной Сибири. Сб., посвящен. 50-летию науч. деятельности акад. В. А. Обручева, т. 11.
- Усов М. А. 1940. Основные черты геологического строения и дальнейшие задачи изучения полезных ископаемых Западной Сибири. Тр. конф. по изуч. произв. сил Сибири, т. I, Томск.

- Усова А. А. 1929. Очерк по геологии и полезным ископаемым района р. Рыбной. Изв. Средне-Сиб. отд. РГО, т. III, вып. 4.
- Успенский В. А. 1949. О природе стилолитовых образований в кембрийских известняках Приангарья. Тр. ВНИИ, нов. сер., вып. 28.
- Устрицкий В. И. 1955. Комплексы брахиопод из пермских отложений Восточного Таймыра. Докл. АН СССР, т. 105, № 4.
- Устрицкий В. И. 1956. Фаунистическая характеристика пермских отложений Таймыра. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.
- Устрицкий В. И. и Шведов Н. А. 1957. Биостратиграфия пермских отложений севера Сибири. Сб. статей по палеонтолог. и биостратигр. НИИГА, вып. 2.
- Устрицкий В. И. 1958. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Центрального сектора Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 92.
- Ушкова М. В. 1956. Стратиграфия третичных отложений Западно-Сибирской изменности по фауне фораминифер, остракод, радиолярий и диатомовых водорослей. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (I). Секц. стратигр. мезозойск. и третичных отлож. Гесгеолтехиздат.
- Фабрициус М. П. 1899. Саянский край. Краткий географический очерк края и описание путей и способов сообщения в нем. Изв. РГО, т. 35.
- Фауна ордовика и готландия нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, ее экология и стратиграфическое значение. 1955. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 56.
- Федоров Э. Е. 1948. К вопросу о сенитовой интрузии Тубино-Сыдинского района (Красноярский край). Мат.-лыц. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 8.
- Федосеенко А. К. 1958. Орнитологические находки в Красноярском крае. Булл. МОИП, т. 63, отд. биол., вып. 4.
- Фениксова В. В. 1957. Лёссовые отложения на юго-востоке Западно-Сибирской изменности. Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. четвертич. периода. Госгеолтехиздат.
- Фениксова В. В., Дуброво И. А. 1959. Террасы р. Енисея в устье р. Кан и их геологический возраст. Вестн. МГУ, сер. биол., почв., геол. и географ., № 1.
- Ферсман А. Е. 1914. Раскопки мамонта у устья р. Енисея, произведенные гр. Кутومانовым летом 1913 г. (по поручению АН). — Природа, № 5.
- Ферсман А. Е. и Гинзбург А. С. 1931. Проблема сибирских траппов. — Хим. и соц. хоз., № 6.
- Филимонов П. М. 1937. Нефелиновые сиениты района Центрального рудника. Вестн. ЗСГТр., № 5.
- Фрадкин М. М. 1939. О двукратном оледенении Западно-Сибирской изменности. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 24, № 4.
- Фришенфельд Г. Э. 1938. Новые данные по геологии Анабарского и Хатангского районов. Сб., посвящ. 50-летию научн. деятельности акад. В. А. Обручева, т. I. Изд-во АН СССР.
- Фришенфельд Г. Э. 1938а. Геология Хатангского и Анабарского районов. Сб., посвящ. 50-летию научн. деятельности акад. В. А. Обручеву, т. I. Изд. АН СССР.
- Фришенфельд Г. Э. 1947. Тектоника Анабарско-Оленекского плато. Геология СССР (ЯАССР), Госгеолиздат.
- Халфин Л. Л. 1936. Сибирский девон и группа *Spirifer cheehiel* Копп. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 55, вып. III.
- Халлов В. А. 1930. Новые данные о возрасте сибирских траппов. — Природа, № 11—12.
- Халлов В. А. 1937. Пермские континентальные отложения Сибири. Тр. XVII междунар. геол. конгресса, т. 3.
- Халлов В. А. 1937а. О расчленении пермо-карбоновых отложений северо-западной части Азии. Вестн. Зап.-Сиб. геол. тр., № 1.
- Халлов В. А. 1939. О некоторых остатках древнедевонской флоры Минусинской котловины. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 96.
- Халлов В. А. 1940. Стратиграфия Тунгусского угленосного бассейна на основании изучения ископаемой флоры. Тр. Конф. по изуч. производит. сил Сибири, т. 11.
- Халлов В. А. 1940а. Растительные остатки минусинской свиты. Тр. Конфер. по изуч. производит. сил Сибири, т. 11.
- Халлов В. А. 1940б. Верхнедевонская флора из Красноярского района. Тр. Конф. по изуч. производит. сил Сибири, т. 11.
- Халлов В. А. 1947. Новые данные к познанию возраста минусинской свиты. Уч. зап. Томск. гос. ун-та, № 3.
- Халлов В. А. 1948. Растительные остатки из юго-восточной части Минусинской котловины. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 90.

Хахлов В. А. 1957. Значение представителей рода *Phyllotheca* Proop для решения вопросов детальной стратиграфии каменноугольных бассейнов Сибири. Докл. VII научн. конф. посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4, Томск. гос. ун-т.

Хейн И. А. 1909. Дневник поисковой экспедиции, снаряженной Н. В. Асташевым в систему р. Нижней Тунгуски в 1896 г. Составлен на основании материалов Хейна с предисловием и под редакцией А. В. Андрианова. Изв. Красноярск. подотд. РГО, т. II, вып. 5.

Херасков Н. Н. 1958. Геологическое строение Приенисейской части северного склона Западного Саяна. (Автореферат доклада.) Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 4.

Хоментовский А. С. 1934. Геология и полезные ископаемые окрестностей г. Канска (Восточная Сибирь). Бюлл. МОИП, нов. сер., т. XII, вып. 1.

Хоментовский А. С. 1937. Геология буроугольных отложений Чулымно-Енисейского бассейна у г. Красноярска. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири, ВСГУ, вып. XIII.

Хоментовский А. С. 1938. Чунский массив — новый структурный элемент Средней Сибири. — Сов. геол., № 6.

Хоментовский А. С. 1938а. Материалы по геологии и полезным ископаемым, восточной окраины Енисейского кряжа. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири, ВСГУ, вып. XVII.

Хоментовский А. С. 1945. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, № 5—6.

Хоментовский А. С. 1946. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири, ВСГУ, вып. XVII.

Хоментовский А. С. 1947. О девоне Канского бассейна. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (6).

Хоментовский А. С. 1948. Признаки верхнепалеозойского оледенения в южной части Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIII (4).

Хоментовский В. В. 1957. К тектонике Восточного Саяна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.

Хоментовский В. В. 1959. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.

Хромова В. Э. 1956. К литологии нижнекаменноугольных отложений Минусинской впадины. Уч. зап. Белорусск. ун-та, сер. геол., вып. 28.

Хрянина Л. П. 1959. Траппы дифференцированных интрузий на р. Бахте и в низовьях Подкаменной Тунгуски (западная часть Сибирской платформы). Докл. АН СССР, т. 126, № 1.

Цыпленкин Е. И. 1944. Вечная мерзлота и ее агрономическое значение. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 4.

Цытович Н. А. 1932. Некоторые исследования вечной мерзлоты в низовьях р. Енисея летом 1930 г. Тр. Комис по изуч. вечной мерзлоты АН СССР, т. 1.

Чайка Л. А. 1957. Результаты геологических работ Котуйской экспедиции в 1957 г. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 4.

Чекановский А. Л. 1873. Эпохи последовательного геологического образования площади, заключающейся между р. Енисеем и р. Леной. Изв. Сиб. отд. РГО, т. IV, № 5. Иркутск.

Чекановский А. Л. 1873а. Сведения об экспедиции на Нижнюю Тунгуску (из писем к секретарю о-ва). Изв. РГО, т. IX, отд. III.

Чекановский А. Л. 1874. Экспедиция на Нижнюю Тунгуску (последнее письмо к секретарю о-ва). Изв. РГО, т. X, отд. II.

Чекановский А. Л. 1876. Дополнительные сведения к карте р. Нижней Тунгуски. Изв. РГО, т. XII, отд. II.

Чекановский А. Л. 1896. Дневник А. Л. Чекановского по рекам Нижней Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 гг. Зап. РГО, т. 20, № 1.

Черепанов В. А. 1957. О стратиграфии и возрасте пестроцветной толщи в верховьях р. Фадью-Куда на Центральном Таймыре. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 5.

Черепнин В. К. 1940. Новые данные о возрасте антибесской ископаемой флоры покрытосемянных растений. Тр. Конф. по изуч. производ. сил Сибири, т. II, Томск.

Черников К. А. и Запывалов Н. П. 1959. Закономерности изменения восстановленности мезозойских и кайнозойских отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минерал. сырья, вып. 1.

- Чернышев Б. И. 1930. *Estheria* из Сибири и Дальнего Востока. Изв. ГГРУ, т. 49, № 9.
- Чернышев Б. И. 1930а. О новых антропомах из угленосной толщи Минусинского бассейна. Изв. ГГРУ, т. 49, № 10.
- Чернышев Б. И. 1933. *Arthropoda* Урала и других мест СССР. Мат-лы ЦНИГРИ, Палеонтологич. и стратигр., сб. 1.
- Чернышев Б. И. 1937. Верхнесилурийские *Tabulata* Новой Земли, Северной Земли и Таймыра. Тр. АНИИ, т. 91.
- Чернышев Б. И. 1937а. *Anthraco-myia* из Тунгусского бассейна. Мат-лы ЦНИГРИ, Палеонтологич. и стратигр., сб. 3.
- Чернышев Б. И. 1938. О некоторых силурийских *Tabulata* с р. Летней. Тр. АНИИ, т. 101.
- Чернышев Б. И. 1941. Силурийские и нижнедевонские кораллы бассейна р. Тарей (юго-западный Таймыр) Тр. АНИИ.
- Чернышев Ф. Н. 1887. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала (сравнение уральского с сибирским девоном). Тр. Геолкома, т. III, № 3, СПб.
- Чернышева Н. Е. 1955. Стратиграфия и фауна кембрийских отложений Сибирской платформы. Сб. науч.-техн. информ. МГиОН СССР, № 1.
- Чернышева Н. Е. 1956. Схема стратиграфического расчленения кембрия Сибирской платформы. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (II) Секц. стратигр. кембр., ордовик. и силур. отлож. Госгеолтехиздат.
- Чернышева Н. Е. 1957. К вопросу о расчленении кембрийских отложений Сибирской платформы. — Сов. геол., сб. 55.
- Черский И. Д. 1882. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 12, № 4—5.
- Черский И. Д. 1886. К геологии внутренней Азии. Тр. С.-Петерб. о-ва естествоиспыт., т. XVII, вып. 2.
- Черский И. Д. 1887. О послетретичных образованиях Сибири. Тр. С.-Петерб. о-ва естествоиспыт., т. XVIII, прот. 1—6.
- Черский И. Д. 1888. Геологическое исследование Сибирского почтового тракта от оз. Байкал до восточного склона хр. Уральского, а также путей, ведущих к Падунскому порогу на р. Ангаре и в г. Минусинск. Прилож. 2 к 59 тому Записок АН. С-Пб.
- Четвериков Л. И. 1957. Некоторые закономерности строения туфогенных пород в нижнем течении р. Нидым. Тр. Воронеж. гос. ун-та, т. 58; сб. работ геол. фак-та.
- Четвериков Л. И. 1959. Некоторые особенности строения и формирования низов лавовой толчи в бассейне р. Нидым. Изв. выс. учеб. заведений. — Геология и разведка недр, № 5.
- Четвериков С. Д. 1925. К петрографии Уленьских рудников Минусинского уезда. Тр. Ин-та минералогии и петрографии АН СССР, вып. 2.
- Чирвинский П. Н. 1908. Исследование некоторых пород и минералов Минусинского уезда Енисейской губернии. Изв. Красноярск. подотд. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 11, вып. 3—4.
- Чирвинский П. Н. 1928. Роговообманковый банатит с р. Татарки, Енисейской губернии. Изв. Донск. политехн. ин-та, т. XI.
- Чиркова Е. Ф. 1941. Материалы к пермской флоре побережья Карского моря, Енисейского залива и западной части п-ова Таймыр (бассейн р. Пясины). Булл. МОИП, отд. геол., т. XIX (1—2).
- Чиркова-Залеская Е. Ф. 1956. Материалы по нижнедевонской флоре Минусинской котловины. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. VII.
- Чочиа Н. Г. 1956. Тектоническое строение и история геологического развития Минусинских впадин. Авторефераты научн. трудов ВНИГРИ, вып. 17.
- Чочиа Н. Г., Краснов В. И., Ипатов А. З. Н. 1956. Минусинские котловины. Тр. ВНИГРИ, т. 1, вып. 96.
- Чочиа Н. Г., Белякова Е. Е., Боровская И. С., Волков Р. М., Трайзер М. И. и др. 1958. Геологическое строение Минусинских межгорных впадин и перспективы их нефте-газоносности. Тр. ВНИГРИ, вып. 120.
- Чочиа Н. Г. 1959. Совещание по проблемам геолого-геоморфологических исследований в Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, март, 1956). — Геология нефти и газа, № 8.
- Чудинова И. И. 1959. Девонские тамнопориды Южной Сибири. Тр. Палеонтол. ин-та, т. 73.
- Чудинова И. И. 1959а. О находке конулярий в нижнем кембрии Западных Саян. — Палеонтол. ж., № 2.

- Чунская трапповая экспедиция. Отчет АН СССР за 1932 г.
- Чураков А. Н. 1916. Материалы для тектоники Кузнецкого Алатау. Геологическое строение западной части Минусинского уезда Енисейской губернии между долинами рек Уйбата и Бири и истоками рч. Биджи. Тр. Геолкома, нов. сер., вып. 145.
- Чураков А. Н. 1916а. Материалы для тектоники Кузнецкого Алатау. Тр. Геолкома, нов. сер., вып. 145.
- Чураков А. Н. 1923. Геологическая съемка восточной окраины Кузнецкого Алатау. Изв. Геолкома, т. 39, № 2.
- Чураков А. Н. 1926. Исследования в Ачинском уезде Енисейской губернии. Изв. Геолкома, т. 41, № 10.
- Чураков А. Н. 1927. Геологическая съемка северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг.
- Чураков А. Н. 1931. Современное состояние наших знаний о стратиграфии и тектонике древних отложений южной части Средней Сибири. Изв. АН СССР, VII сер., № 1, 2, 3 и 4.
- Чураков А. Н. 1931а. Первые признаки протерозойского железного оруденения в Енисейском кряже. Вестн. ВГРО, т. VI, № 9—10.
- Чураков А. Н. 1932. Кузнецкий Алатау. Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР.
- Чураков А. Н. 1932а. О соотношении между кембрием и протерозоем в Кузнецком Алатау. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, № 1.
- Чураков А. Н. 1932б. История геологического развития южной части Средней Сибири от середины протерозойской эры до нижнесилурийской эпохи включительно. Изв. АН СССР, VII сер., № 10.
- Чураков А. Н. 1933. Протерозойское оледенение и история развития северной части Енисейского кряжа. Тр. ВГРО, вып. 292.
- Чураков А. Н. 1935. История геологического развития южной части Средней Сибири от середины протерозойской эры до наших дней. Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР.
- Чураков А. Н. 1937. Протерозойское оледенение Сибири. Тр. докл. XVII междунар. геол. конгресса, т. 6.
- Чураков А. Н. 1938. Следы протерозойского оледенения на юге Средней Сибири. Сб. «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной деятельности», т. 1. Изд-во АН СССР.
- Чураков А. Н. 1939. Существует ли протерозой на юге Средней Азии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Чураков А. Н. 1949. Протерозой северо-западной части Восточного Саяна. Тр. ГИН АН СССР, сер. геол., вып. 52, № 16.
- Шаров А. Г. 1957. Первая находка мелового жалоносного перепончатокрылого. Докл. АН СССР, т. 112, № 5.
- Шаровская Н. В. 1957. Состав и распределение фауны фораминифер в среднеюрских отложениях Усть-Енисейской впадины. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 2.
- Шаровская Н. В. 1958. Некоторые новые виды фораминифер из среднегорских отложений Нордвикского района. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 11.
- Шатский Н. С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. X, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. 1935. О тектонике Арктики. Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Тр. 1-й геол.-развед. конф. Главсевморпути, т. 1.
- Шатский Н. С. 1951. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследования в развитии платформ). Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР.
- Шатский Н. С. 1953. Тектоническая карта СССР (м-б 1:4 000 000). Изд-во ГУГК, Омск.
- Шатский Н. С. 1956. Тектоническая карта СССР и сопредельных территорий м-ба 1:5 000 000. Госгеолтехиздат.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. и др. под общей редакцией Яншина А. Л. 1957. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1:5 000 000. Объяснительная записка.
- Шахов Ф. Н. 1938. Вулканизм и металлогения Енисейского кряжа. Вестн. ЗСГУ, № 5.
- Шацкий С. Б. 1955. К вопросу о одновременности Уральского и Сибирского оледенений. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 20.

- Шацкий С. Б. 1956. Стратиграфия четвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 133.
- Шацкий С. Б. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. четвертичн. периода. Госгеолтехиздат.
- Шведов Н. А. 1939. К стратиграфии верхнепалеозойских угленосных отложений в районе нижнего течения р. Нижней Тунгуски. — Проблемы Арктики, № 2.
- Шведов Н. А. 1940. К стратиграфии пермских угленосных отложений Западного Таймыра. — Проблемы Арктики, № 7—8.
- Шведов Н. А. 1950. Пермская флора Западного Таймыра. Тр. НИИГА, т. VII.
- Шведов Н. А. 1953. Характеристика свит верхнего палеозоя Центральной Сибири по ископаемой флоре. Тр. НИИГА, т. 55.
- Шведов Н. А. 1956. Палеонтологическая характеристика верхнепалеозойских (пермских) отложений Таймыра и северо-восточного окончания Сибирской платформы. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.
- Шведов Н. А. 1957. О пермской флоре Таймырского каменноугольного бассейна (докл. на 2-м угольном геол. совещ. Март 1955 г.). Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 7.
- Шведов Н. А. 1957а. Палеофитологическая характеристика верхнепалеозойских (преимущественно пермских) отложений Таймыра и северо-восточной окраины Сибирской платформы. Сб. статей по палеонтолог. и биостратигр. НИИГА, вып. 1.
- Шведов Н. А. 1957б. Новое нижнепермское растение *Angahophyllum elongatum* gen. et sp. nov. и с р. Нижней Тунгуски. Сб. статей по палеонтолог. и биостратигр. НИИГА, вып. 3.
- Шведов Н. А. 1957в. К стратиграфии триасовых толщ Таймырского полуострова. Сб. статей по палеонтолог. и биостратигр. НИИГА, вып. 6.
- Шейнманн Ю. М. 1925. Трепостомата из среднего девона Минусинского уезда Енисейской губернии. Изв. Геолкома, т. 44, вып. 10.
- Шейнманн Ю. М. 1926. Мшанки верхнего силура Средней Тунгуски. Изв. Геолкома, т. 45, № 7.
- Шейнманн Ю. М. 1944. О связи траппов со структурами Сибирской платформы. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 1.
- Шейнманн Ю. М. 1945. О допермских дислокациях в районе Норильска. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 1—2 (8—9).
- Шейнманн Ю. М. 1946. Некоторые черты геологии севера Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Шейнманн Ю. М. 1946а. О тектонических зонах на севере Сибирской платформы. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 7—8 (14—15).
- Шейнманн Ю. М. 1946б. О силурийских отложениях на севере Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 54, вып. 9.
- Шейнманн Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Шейнманн Ю. М. 1948. О возможной связи глубинной тектоники с трапповым вулканизмом и никелевым оруденением. Бюлл. техн. информ. Норильского комбината, № 3—4 (36—37).
- Шейнманн Ю. М. 1955. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. Зап. Всесоюз. минер. о-ва, т. 34, № 2.
- Шейнманн Ю. М. 1956. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах. Тр. ВАГТ, сб. 2.
- Шейнманн Ю. М. 1957. О распространении вулканических явлений на Сибирской платформе. (По поводу статьи П. Е. Оффмана в известиях АН СССР, № 5, за 1956 г.) Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Шейнманн Ю. М. 1957а. О положении и возрасте щелочных и ультраосновных пород Сибирской платформы. — Разведка и охрана недр, № 7.
- Шейнманн Ю. М. 1959. К стратиграфическому положению синийского комплекса. Изв. АН СССР, вып. 1.
- Шейнманн Ю. М. 1959а. Древнейшие структуры платформ и их значение для общей тектоники. — Сов. геол., № 3.
- Шелковников А. Д. 1958. Дифференцированная габброидная интрузия Бассейна верховьев р. Казыр в Восточном Саяне. — Сов. геол., № 3.
- Шибанов Ф. А. 1949. О некоторых вопросах из истории картографии Сибири XVII в. Уч. зап. ЛГУ, № 104, сер. геогр. наук, вып. 5.
- Шихорина К. М. 1959. Эффузивные породы левобережья нижнего течения р. Маймечи. Тр. НИИГА, т. 102.

Шмальгаузен И. 1876. Растительные остатки, находимые в валунах р. Огур в Сибири. Зап. АН, т. XXVII, кн. 2.

Шмальгаузен И. 1878. Растительные остатки яруса Урса Восточной Сибири. Зап. АН, т. XXXI, С.-Пб.

Шмальгаузен И. 1879. Сообщения: 1) О растениях Кузнецкого каменноугольного бассейна. 2) Об отпечатках растений с Печорского края и с Нижней Тунгуски. 3) О юрской флоре Сибири и Печорского края. 4) О некоторых новых родовых типах растений русской формации. Тр. С.-Петерб. о-ва естествоиспыт., т. X, прот. 1—2.

Шмидт А. П. 1940. Новые данные по геологии Кузнецкого Алатау. Тр. научн. конф. по изуч. и освоению производ. сил Сибири, т. 11. Томск. гос. ун-т.

Шмидт Ф. Б. 1867. Об исследованиях в северной части Сибири. Зап. Минер. о-ва, т. III, прот. 444.

Шмидт Ф. Б. 1867а. Краткое известие о поездке на север России для исследования найденного там мамонта. Зап. АН, т. XI, кн. 1.

Шмидт Ф. Б. 1872. О наносах в устье р. Енисея. Зап. АН.

Шмидт Ф. Б. 1884. О некоторых трилобитах Восточной Сибири. Тр. С.-Петерб. о-ва естествоиспыт., т. XV, вып. 11, прот. 29.

Шмидт Ф. Б. 1896. Отзыв о сочинении Э. Толля о древнейших кембрийских отложениях в Восточной Сибири. Изв. АН, V сер., № 3, прот. XXIV.

Шмидт Ф. Б. 1903. О новых данных, касающихся возраста известняков, развитых у сел. Торгашино близ Красноярска. Тр. С.-Петерб. о-ва естествоиспыт., т. 34 вып. 1, прот. 3.

Шохина О. И. 1959. Особенности состава и строения щелочных пород Булан-Кульского массива. Научн. докл. высш. школы. — Геол. геогр. науки, № 2.

Шохина О. И. 1959а. Особенности геологического строения Булан-Кульского щелочного массива (юг Красноярского края). Изв. высш. учеб. заведений. — Геология и разведка, № 3.

Шпилько А. Г., Макарова А. А. 1955. Геолого-геоморфологическое строение бассейна нижнего течения р. Курейки. Тр. НИГРИЗолото (сб. рефер. за 1954).

Штукенберг А. О. 1885. О девонской фауне Сибири. Прот. Казанск. о-ва естествоиспыт.

Штылько Б. А. 1934. Неогеновая фауна пресноводных рыб Западной Сибири. Тр. ВГРО, вып. 359.

Шубин Г. В. 1957. Канзыбинский интрузивный массив (Восточный Саян). Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4, Томск. гос. ун-т.

Шубин Г. В. 1957а. Диабазы среднего течения р. Канзыбы (Восточный Саян). Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4, Томск. гос. ун-т.

Шульга И. А. 1910. Северное Заангарье в Енисейской губернии. Глинка К. Д. Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1909, С.-Пб.

Шульга И. А. 1913. Маршрутное исследование почв в юго-восточной части Енисейского округа. Тр. Почвенно-ботанической экспед. по исслед. колониз. районов Азиатской России, т. 1. Почвенные исследования, вып. 7, С.-Пб.

Шульгина Н. И. 1956. Палеоэкологическая характеристика юрских и нижнемеловых отложений района Усть-Енисейского впадины. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6.

Шульгина Н. И. 1957. Новые данные о фауне верхнеюрских отложений в бассейне р. Хеты. Сб. статей по палеонтол. и биостратигр. НИИГА, вып. 3.

Шумилова Е. В. 1939. Материалы к литологии и стратиграфии Сибирской низменности. Вестн. ЗСГУ, № 5.

Шумилова Е. В. 1956. Материалы к литолого-минералогической характеристике мезо-кайнозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ГГИ Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 15.

Шумилова Е. В. 1957. Особенности состава терригенно-минералогических провинций четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности с условиями их формирования. Тез. докл. Всесоюзн. межвед. совещ. по изучению четвертичн. периода.

Шумилова Е. В. 1958. Материалы по минералогии мезозойских и кайнозойских отложений северо-восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 5.

Щеглов А. П. 1958. К вопросу о стратиграфическом положении бабаковских и санаштыкольских известняков в Западном Саяне. Изв. высш. учеб. заведений. — Геология и разведка, № 11.

Щербаков А. В. 1950. Автореферат отчета «Геологические исследования по правобережью р. Нижней Таймыры в бассейне р. Ленинградской и в районе р. Запачей на Таймырском полуострове». Тр. НИИГА, т. XII. Рефераты, сб. 1.

Щербаков А. В. 1951. Новые данные по Малохетской площади (район Усть-Енисейского порта). Сб. статей по нефтеносности Арктики, вып. 1. Тр. НИИГА, т. 17.

Щербаков А. В. 1952. Геологическое строение правобережья р. Нижней Таймыры. Тр. НИИГА, т. 41.

Щербакова Е. М. 1951. К вопросу о положении древней снеговой границы в горных странах (на примере Западного Саяна). Вестн. МГУ, № 10, сер. физико-математ. и естеств. наук, вып. 6.

Щербакова Е. М. 1954. О возрасте и развитии Восточного Саяна. Мат-лы по палеогеографии, № 1.

Щербакова Е. М. 1957. К вопросу об истории развития Восточного Саяна. Тр. Комисс. по изучению четвертичн. периода, т. 13, Изд-во АН СССР.

Щукина Е. Н., Петров Г. И. 1936. К вопросу о стратиграфии метаморфических толщ центральной части Енисейского кряжа. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. XIV, вып. 5.

Эдельштейн Я. С. 1909. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в Ачинском золотоносном округе в 1907 г. Геол. иссл. золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 7.

Эдельштейн Я. С. 1910. Предварительный отчет о геологических исследованиях в северо-западной части Минусинского уезда в 1908 г. Геол. иссл. золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 10.

Эдельштейн Я. С. 1912. Геологические исследования в западной части Минусинского уезда в бассейне р. Абакан. Геол. иссл. золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 11.

Эдельштейн Я. С. 1912а. Геологические исследования, произведенные в 1909 г. в бассейне р. Копи. Предварительный отчет. Геол. иссл. золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 11.

Эдельштейн Я. С. 1912б. Геологические исследования, произведенные в юго-восточной части Минусинского уезда в 1910 г. Геол. иссл. золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 12.

Эдельштейн Я. С. 1914. О геологическом строении местности, где предполагается прорытие тоннеля по Ачинско-Минусинской железной дороге между верховьями рек Карыша и Соны. Изв. Геолкома, прот. 50—54.

Эдельштейн Я. С. 1914а. К вопросу об определении границ округа охраны озер Шира, Иткуль и Шунет в Минусинском уезде. Изв. Геолкома, прот. 278—279 и 388—412.

Эдельштейн Я. С. 1914б. Геологические работы в юго-восточной и центральной частях Минусинского уезда. Предварительный отчет. Изв. Геолкома, т. 33, вып. 2.

Эдельштейн Я. С. 1915. Геологические исследования, произведенные в западной части Минусинского уезда в 1912 г. Геол. иссл. золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 13.

Эдельштейн Я. С., Чураков А. Н. 1915. Енисейская область. Изв. Геолкома, т. 34, вып. 1.

Эдельштейн Я. С., Соколов Д. В. 1916. Исследования в Енисейской области. Изв. Геолкома, т. 35, вып. 1.

Эдельштейн Я. С. 1918. О находке археоциат в кембрии Минусинского уезда. Ежегод. Русского палеонтол. о-ва, т. 11, за 1917 г., прот. 132.

Эдельштейн Я. С. 1918а. Геологические исследования в районе правых притоков р. Белый Июс и Туим; отчет за 1917 г. Изв. Геолкома, № 1.

Эдельштейн Я. С. 1919. Работы по составлению 10-верстной геологической карты Минусинского края. Изв. Геолкома, т. 37, № 1.

Эдельштейн Я. С. 1923. Тектоника и полезные ископаемые Сибири. Изв. Геолкома, т. 42, № 1.

Эдельштейн Я. С. 1923а. Геологические исследования в средней части Минусинской котловины. Изв. Геолкома, т. 44.

Эдельштейн Я. С. 1924. Работы по составлению общей геологической карты Минусинского края. Изв. Геолкома, т. 43, № 2.

Эдельштейн Я. С. 1925. Исследования в районе озер Шира и Шунет. Изв. Геолкома, 1921, т. 40, № 7.

Эдельштейн Я. С. 1925а. Заметка о кембрийских отложениях Минусинского края. Вестн. Геолкома, т. 1.

- Эдельштейн Я. С. 1925б. Краткий отчет по составлению геологической карты Минусинского края. Изв. Геолкома, т. 44, вып. 2.
- Эдельштейн Я. С. 1926. Заметка о геологическом разрезе в районе пос. Б. Ерба (Потехина) в Хакасском округе Енисейской губернии. Сб. «Географо-экономические исследования». Геогр. ин-т, Изд-во АН СССР.
- Эдельштейн Я. С. 1926а. Краткий отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1924 г. в средней части Минусинского уезда. Изв. Геолкома, т. 44, № 6.
- Эдельштейн Я. С. 1926б. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины. Изв. Зап.-Сиб. отд. РГО, т. V.
- Эдельштейн Я. С. 1926в. О некоторых новых данных по геологии Сибири. Изв. Геогр. ин-та, вып. 6.
- Эдельштейн Я. С. 1927. Работы по составлению общей геологической карты Минусинского края. Изв. Геолкома, т. 45, № 4.
- Эдельштейн Я. С. 1927а. Геологическая съемка в Хакасском округе. Отчет Геолкома за 1925—1926 гг.
- Эдельштейн Я. С. 1927б. Геологическая съемка района по обе стороны р. Енисея, начиная от сел. Усть-Ербы и дер. Байкаловой вверх по течению до хр. Оглахты и хр. Туран. Изв. Геолкома, т. 44, № 2.
- Эдельштейн Я. С. 1930. О новой области развития щелочных (нефелиново-эгриновых) пород в Южной Сибири. Геол. вестн., т. VII, № 1—3.
- Эдельштейн Я. С. 1932. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Очерки по геологии Сибири. Геол. ин-т АН СССР.
- Эдельштейн Я. С. 1935. Устройство поверхности и основные геоморфологические особенности северных районов СССР. Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Тр. 1-й геол.-развед. конф. Главсевморпути, т. I.
- Эдельштейн Я. С. 1936. Геоморфологический очерк Минусинского края. Тр. Ин-та физ. географии АН СССР, вып. 22. Геоморфологические очерки СССР, № 3.
- Эдельштейн Я. С. 1936а. Краткое геологическое описание части Хакасской автономной области, расположенной на левой стороне Енисея к западу и северо-западу от сел. Батени.
- Эдельштейн Я. С. 1936б. Краткий пояснительный текст к листу 11—22 (лист оз. Шира) геологической карты Хакасии (б. Минусинского края).
- Эдельштейн Я. С. 1936в. Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та физ. географии АН СССР, вып. 20. Геоморфологические очерки СССР, № 2.
- Эдельштейн Я. С. 1936г. Геологическая карта с описанием рудника «Коммунар» в Кузнецом Алатау. Тр. ЦНИГРИ, вып. 9.
- Эдельштейн Я. С. 1937. Новое в стратиграфии Сибири. — Пробл. сов. геол., вып. 10.
- Эдельштейн Я. С. 1937а. Общие сведения о геологическом строении южной части Красноярского края. Путеводитель экскурсий XVII МГК.
- Эдельштейн Я. С. 1937б. Река Енисей от с. Новоселова до горы Оглахты. Путеводитель экскурсий XVII МГК.
- Эдельштейн Я. С. 1937в. Район с. Краснотуранска (б. Абаканское и гора Сайбар). Путеводитель экскурсий XVII МГК.
- Эдельштейн Я. С. 1937 г. От хребта Оглахты до г. Минусинска. Путеводитель экскурсий XVII МГК.
- Эдельштейн Я. С. 1937д. Окрестности г. Минусинска. Путеводитель экскурсий XVII МГК.
- Эдельштейн Я. С. 1937е. От Минусинска до ст. Сон Ачинск — Минусинской железной дороги. Путеводитель экскурсий XVII МГК, Красноярский край.
- Эдельштейн Я. С. 1937ж. Район д. Б. Ербы (Потехиной). Путеводитель экскурсий XVII МГК, Красноярский край.
- Эдельштейн Я. С. 1937з. От ст. Сон до ст. Шира. Путеводитель экскурсий XVII МГК, Красноярский край.
- Эдельштейн Я. С. 1937и. Район курорта Шира. Путеводитель экскурсий XVII МГК, Красноярский край.
- Эдельштейн Я. С. 1937к. От ст. Шира к с. Ужур. Путеводитель экскурсий XVII МГК, Красноярский край.
- Эдельштейн Я. С. 1938. К вопросу о происхождении кремнистых пород в нижнепалеозойских отложениях южной части Красноярского края. Сб. «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной деятельности», т. I, АН СССР.
- Эдельштейн Я. С. 1938а. Западно-Сибирская низменность. Вестн. знаний, № 12.

Эдельштейн Я. С. 1939. О четвертичных отложениях Западно-Сибирской низменности. Тр. Советской секции Междунар. ассоциации по изучению четвертич. периода, т. XI.

Эдельштейн Я. С. 1939а. Объяснительная записка к геологической карте листа П-23 геологической карты Хакасии. Редакция горнотопливной и геологоразведочной литературы.

Эдельштейн Я. С. 1944. Схема тектонического деления Сибири и ДВК. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Эйнор О. Л. 1939. К находке фауны визейского яруса на Таймыре. — Проблемы Арктики № 6.

Эйнор О. Л. 1939а. Брахиоподы нижней перми Таймыра (бассейн р. Пясины). Тр. Арктического ин-та, т. 135.

Эйнор О. Л. 1940. Стратиграфия ангарской серии в бассейне р. Нижней Тунгуски. — Проблемы Арктики, № 12.

Эйнор О. Л. 1940а. Пермо-триасовая фаза тектогенеза в верхнепалеозойских угленосных бассейнах Сибири. — Проблемы Арктики, № 3.

Эйнор О. Л. 1941. Тунгусский угленосный бассейн. Тр. ГГУ Главсевморпути, т. 10.

Эйнор О. Л. 1941а. Два вида брахиопод из визейского яруса Таймыра. Тр. Арктического ин-та, т. 158.

Эйнор О. Л. 1941б. О распространении морских осадков визейского яруса на Западном Таймыре. Докл. АН СССР, т. 33, № 2.

Эйнор О. Л. 1945. О возрасте базальных слоев угленосных отложений Западного Таймыра. — Проблемы Арктики, № 4.

Эйнор О. Л. 1946. Брахиоподы нижнего карбона и нижней перми Западного Таймыра. Тр. ГГУ, вып. 26.

Эйнор О. Л. 1951. К стратиграфии перми Западного Таймыра. Тр. НИИГА, т. X. Сб. статей по геологии Арктики, вып. 1.

Эйнор О. Л. 1957. Основные черты палеогеографии Сибири в каменноугольном и пермском периодах. Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. Тр. 1-й сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва.

Эпштейн С. В., Зубакова В. А. 1956. Геоморфология и четвертичные отложения долины среднего течения р. Енисея. Сб. научно-техн. информ., № 3.

Эпштейн С. В. 1957. К вопросу о сопоставлении четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Западно-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отложений. Госгеолтехиздат.

Юдин М. И. 1957. О природе полосчатых и птигматитовых текстур гипербазитов хр. Борус. Докл. АН СССР т. 116, № 5.

Юдин М. И. 1959. Дуниты хр. Борус и их происхождение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Яворовский П. К. 1894. О геологических исследованиях, произведенных в 1893 г. в северо-восточной части Минусинского округа и в Ирбинской горнозаводской даче. — Горн. ж., кн. 11.

Яворовский П. К. 1895. Краткий геологический очерк северо-восточной части Минусинского округа Енисейской губернии по исследованиям 1893 г. (Краткое извлечение из отчета Сибирской горной партии). Изв. Геолкома, т. XIV, № 5.

Яворовский П. К. 1895а. Отчет о геологических исследованиях в северо-восточной части Минусинского округа и Ирбинских железорудных месторождениях. Отчет о работе в 1893 г. Средне-Сибирской горной партии. Геол. исслед. вдоль Сиб. ж. д.

Яворовский П. К. 1898. Геологические исследования на реке Ангаре в 1895 г. Краткий предварит. отчет о геологич. исследов. вдоль Сибирской жел. дор., вып. 7.

Яковлева М. Е. 1945. Петрография интрузивных траппов и связанных с ними контактовых пород магнетитового месторождения «Макус» Красноярского края. Рефераты науч.-исслед. работ за 1944 г. Отд. геолого-географ. наук АН СССР.

Яковлева М. Е. 1947. Петрография интрузивных траппов и роговиковых пород магнетитового месторождения «Макус» Красноярского края. Рефераты науч.-исслед. работ за 1945 г. Отд. геолого-географ. наук АН СССР.

Яковлева М. Е. 1947а. Петрография дифференцированных габбро-диабазов горы Черной. Докл. АН СССР, т. 55, № 3.

Яковлева М. Е. 1947б. Дифференцированная габбро-диабазовая интрузия горы Черной в верховьях р. Пясиной (Таймырский полуостров). Докл. АН СССР, т. 55, № 9.

Яковлева М. Е. 1947в. Дифференцированная интрузия г. Черной на восточном склоне Норильского плато. Рефераты науч.-исслед. работ за 1945 г. Отд. геолого-географ. наук АН СССР.

Яковлева М. Е. 1948. Дифференцированная габбро-диабазовая интрузия оз. Хета-Глубокое Таймырского полуострова. Докл. АН СССР, т. 59, вып. 3.

Янов Э. Н. 1955. Стратиграфия девонских отложений Рыбинской впадины. Докл. АН СССР, т. 104, № 5.

Янов Э. Н. 1955а. О стратиграфии девонских отложений Рыбинской впадины. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1.

Янов Э. Н. 1956. Девонские отложения Рыбинской и Назаровской впадин. Сб. научно-техн. информ., № 2.

Янов Э. Н. 1956б. Стратиграфия девонских отложений Рыбинской впадины. Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. (IV). Секц. стратигр. средне- и верхнепалеоз. отлож. Госгеолтехиздат.

Янов Э. Н. 1957. Условия образования пестроцветных девонских отложений Рыбинской и Кемчугской впадин Красноярского края. Бюлл. научно-техн. информ., № 6 (11).

Ярошевич В. М. 1957. Новые представители археоциат кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. Докл. АН СССР, т. 116, № 6.

Ярошевич В. М. 1957а. Кембрийские отложения восточного склона Кузнецкого Алатау. Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Вел. Окт. соц. рев., вып. 4, Томск. Гос ун-т.

Ярошевич В. М. 1958. О структурно-фациальных зонах кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. Докл. АН СССР, т. 121, № 2.

Ячевский Л. А. 1886. О геологических исследованиях, произведенных в конце лета 1886 г. в северо-западной части Канского округа по рекам Усолке и Тасеевой. Газ. «Сибирь», № 20. Иркутск.

Ячевский Л. А. 1888. Краткий предварительный отчет о геологической части Саянской экспедиции. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. XIX, № 1, Иркутск.

Ячевский Л. А. 1889. Об орографическом характере восточной части Саянской горной страны в связи с ее геологическим строением. Зап. Минер. о-ва, т. 25.

Ячевский Л. А. 1894. Предварительный отчет о геологических исследованиях и горных разведках, произведенных в 1883 г. в Енисейской губернии. — Горн. ж., т. 11, № 6.

Ячевский Л. А. 1894а. Явления шлифовки и береговые валы в долине р. Енисей. Тр. Томск. о-ва естествоиспыт., тт. IV—V, прот. 46—47. Томск.

Ячевский Л. А. 1894б. Физико-географические заметки. Тр. Томск. о-ва естествоиспыт., тт. IV—V, Томск.

Ячевский Л. А. 1896. Геологические исследования в северной части Канского округа и в полосе железной дороги между Нижнеудинском и с. Кимильтей. Краткий предварит. отчет о геологич. исследов. вдоль Сибирской жел. дор., вып. 3.

Ячевский Л. А., Ижицкий Н. Л., Местер А. К. 1899. Предварительные сведения о ходе работ по геологическому исследованию Енисейского района в 1898 г. Тр. Комис. для собрания и разработки сведений о Сибирской золотопромышленности, вып. 4, С.-Пб.

Ячевский Л. А. 1904. К вопросу об образовании речного льда и о его влиянии на скульптуру берегов рек. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 5.

Ячевский Л. А. 1904а. Геологические исследования в северной окраине Северо-Енисейского горного округа, произведенные в 1902 г. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский район, вып. 5.

Ячевский Л. А. 1906. Объяснительная записка к геологической карте части Сибири, исследованной по поручению Комитета Сиб. жел. дор. Геол. исслед. по линии Сиб. жел. дор., вып. 28.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие. <i>Ю. А. Кузнецов</i>	5
Введение. <i>И. В. Лучицкий</i>	9
Глава I. История геологического изучения территории	11
История геологического изучения северной части края. <i>Б. В. Ткаченко</i>	11
История геологического изучения южной части края. <i>И. В. Лучицкий</i>	14
Глава II. Физико-географическое описание и экономическая характеристика	19
Введение. <i>И. В. Лучицкий</i>	19
Рельеф. <i>Д. И. Мусатов</i>	19
Гидрография. <i>Н. П. Бахтин</i>	31
Климат. <i>Н. П. Бахтин</i>	43
Почвы. <i>М. В. Кириллов</i>	49
Экономическая характеристика. <i>С. В. Левченко, А. И. Зубков</i>	50
Глава III. Основные черты геологического строения территории. И. В. Лучицкий	57
Глава IV. Стратиграфия	64
Архейская группа	64
Введение. <i>Ю. А. Кузнецов</i>	64
Анабарский массив. <i>М. И. Рабкин</i>	64
Енисейский кряж. <i>Ю. А. Кузнецов</i>	71
Общая сводка. <i>Ю. А. Кузнецов</i>	75
Протерозойская группа	75
+ Введение. <i>Ю. А. Кузнецов</i>	75
+ Таймырская складчатая область. <i>М. Г. Равич</i>	76
+ Синийский комплекс. <i>Ф. Г. Марков</i>	86
+ Анабарский массив. <i>Б. В. Ткаченко</i>	87
+ Енисейский кряж. <i>Г. И. Кириченко, Ю. А. Кузнецов</i>	89
+ Туруханское поднятие. <i>Г. И. Кириченко</i>	106
+ Чадобецкое поднятие. <i>Г. И. Кириченко</i>	107
+ Восточный Саян. <i>А. А. Предтеченский</i>	108 - 117
+ Кузнецкий Алатау. <i>Д. И. Мусатов</i>	115
+ Западный Саян. <i>А. Г. Сивов</i>	124
+ Сравнительная характеристика протерозойских отложений. <i>Ю. А. Кузнецов</i>	126
Кембрийская система	130
Введение. <i>Н. С. Зайцев</i>	130
Таймырская складчатая область. <i>Ф. Г. Марков</i>	132
Сибирская платформа	134
Западная и юго-западная окраины. <i>Н. С. Зайцев</i>	134
Анабарская антеклиза. <i>Б. В. Ткаченко</i>	141
Восточный Саян. <i>А. А. Предтеченский</i>	146
Кузнецкий Алатау. <i>Д. И. Мусатов</i>	158
Западный Саян. <i>Н. С. Зайцев, А. П. Моссаковский</i>	170
Общая сводка. <i>Н. С. Зайцев</i>	183
Ордовикская система	190
Введение. <i>Н. С. Зайцев</i>	190
Таймырская складчатая область. <i>Ф. Г. Марков</i>	191

	Стр.
Сибирская платформа	194
Западная окраина. <i>Н. С. Зайцев</i>	194
Анабарская антеклиза. <i>Б. В. Ткаченко</i>	200
Западный Саян. <i>Н. С. Зайцев</i>	207
Общая сводка. <i>Н. С. Зайцев</i>	206
Силурийская система	210
Введение. <i>Н. С. Зайцев</i>	210
Таймырская складчатая область. <i>Ф. Г. Марков</i>	211
Усть-Енисейская впадина. <i>В. Н. Сакс</i>	215
Сибирская платформа	216
Западная окраина. <i>Н. С. Зайцев</i>	216
Анабарская антеклиза. <i>Б. В. Ткаченко</i>	218
Западный Саян. <i>Л. П. Зоненшайн</i>	223
Общая сводка. <i>Н. С. Зайцев</i>	225
Девонская система	228
Введение. <i>И. В. Луцицкий</i>	228
Таймырская складчатая область. <i>Ф. Г. Марков</i>	240
Хатангская впадина. <i>В. Н. Сакс</i>	237
Северо-восточное крыло Тунгусской синеклизы. <i>Б. В. Ткаченко</i>	239
Юго-западное крыло Тунгусской синеклизы. <i>В. В. Меннер</i>	241
Рыбинская впадина. <i>А. И. Анатольева</i>	247
Минусинский прогиб. <i>А. И. Анатольева</i>	252
Усинская впадина. <i>И. В. Луцицкий</i>	261
Общая сводка. <i>И. В. Луцицкий</i>	261
Каменноугольная система	266
Введение. <i>Г. П. Радченко</i>	266
Таймырская складчатая область. <i>Ф. Г. Марков</i>	267
Хатангская впадина. <i>В. Н. Сакс</i>	275
Сибирская платформа. <i>Н. Г. Вербицкая, Вл. Вл. Меннер и Н. П. Илюхина</i>	276
Северо-западная окраина	276
Сибирская платформа	280
Центральная часть и южная окраина	280
Рыбинская впадина. <i>Г. П. Радченко</i>	285
Минусинский прогиб. <i>Г. П. Радченко</i>	286
Общая сводка. <i>Г. П. Радченко</i>	296
Пермская система	300
Введение. <i>Г. П. Радченко</i>	300
Таймырская складчатая область. <i>Ф. Г. Марков</i>	301
Енисейско-Ленский прогиб. <i>В. Н. Сакс</i>	311
Сибирская платформа	314
Заполярная часть. <i>Г. П. Радченко</i>	314
Сибирская платформа	319
Предполярная часть. <i>И. К. Яковлев</i>	319
Западная часть Тунгусской синеклизы	319
Южная часть Тунгусской синеклизы. <i>Н. Г. Вербицкая, Н. П. Илюхина</i>	325
Минусинский прогиб. <i>Г. П. Радченко</i>	328
Общая сводка. <i>Г. П. Радченко</i>	329
Триасовая система	333
Введение. <i>Б. В. Ткаченко</i>	333
Таймырская складчатая область. <i>Ф. Г. Марков</i>	333
Хатангская впадина. <i>В. Н. Сакс</i>	336
Усть-Енисейская впадина. <i>В. Н. Сакс</i>	341
Сибирская платформа. <i>Б. В. Ткаченко</i>	342
Тунгусская синеклиза. <i>М. Н. Благовещенская</i>	343
Южная часть	343
Тунгусская синеклиза	349
Северная часть	349
Хантайско-Рыбинское поднятие. <i>Г. Г. Моор</i>	354
Общая сводка. <i>Б. В. Ткаченко</i>	356

	Стр
Юрская система	359
Введение. <i>И. В. Лебедев</i>	359
Таймырская складчатая область. <i>Ф. Г. Марков</i>	360
Хатангская впадина. <i>В. Н. Сакс</i>	361
Усть-Енисейская впадина. <i>В. Н. Сакс</i>	367
Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности. <i>М. А. Толстихина</i>	371
Юго-восточное обрамление Западно-Сибирской низменности. <i>И. В. Лебедев</i>	381
Рыбинская впадина. <i>А. В. Аксарин</i>	386
Общая сводка. <i>И. В. Лебедев</i>	389
Меловая система	392
Введение. <i>И. В. Лебедев</i>	392
Таймырская складчатая область. <i>Ф. Г. Марков</i>	393
Хатангская впадина. <i>В. Н. Сакс</i>	395
Усть-Енисейская впадина. <i>В. Н. Сакс</i>	399
Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности. <i>М. А. Толстихина</i>	403
Юго-восточное обрамление Западно-Сибирской низменности. <i>И. В. Лебедев</i>	413
Енисейский кряж. <i>К. В. Боголепов</i>	417
Общая сводка. <i>И. В. Лебедев</i>	421
Палеогеновая и неогеновая системы	422
Введение. <i>К. В. Боголепов</i>	422
Усть-Енисейская и Хатангская впадины. <i>В. Н. Сакс</i>	423
Енисейский кряж. <i>К. В. Боголепов</i>	425
Сибирская платформа. <i>К. В. Боголепов</i>	433
Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности. <i>К. В. Боголепов</i>	437
Общая сводка. <i>К. В. Боголепов</i>	441
Четвертичная система	444
Введение. <i>В. Н. Сакс</i>	444
Таймырская складчатая область. <i>В. Н. Сакс</i>	445
Усть-Енисейская и Хатангская впадины. <i>В. Н. Сакс</i>	447
Сибирская платформа. <i>А. А. Макарова</i>	452
Восточная окраина Западно-Сибирской низменности и долина р. Енисей.	
<i>В. А. Зубаков</i>	456
Восточная часть Саяно-Алтайской складчатой области. <i>В. С. Суворова</i>	465
Северо-Минусинская и Средне-Минусинская котловины	466
Сыдо-Ербинская и Южно-Минусинская котловины	468
Общая сводка. <i>В. Н. Сакс</i>	474
Глава V. Магматизм и метаморфизм	481
Введение. <i>Ю. А. Кузнецов</i>	481
Таймырская складчатая область. <i>М. Г. Равич</i>	482
Усть-Енисейская и Хатангская впадины. <i>В. Н. Сакс</i>	499
Анабарский массив. <i>М. И. Рабкин</i>	501
Сибирская платформа. <i>М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис, Л. А. Полунина и</i>	
<i>Е. Л. Бугакова</i>	508
Енисейский кряж. <i>Ю. А. Кузнецов, Т. М. Дембо</i>	530
Рыбинская впадина. <i>И. В. Луцицкий</i>	541
Восточный Саян. <i>А. А. Предтеченский</i>	543
Кузнецкий Алатау. <i>Г. А. Иванкин, Ю. А. Кузнецов</i>	556
Минусинский прогиб. <i>И. В. Луцицкий, И. С. Боровская</i>	564
Западный Саян. <i>А. П. Щеглов</i>	573
Общая сводка. <i>Ю. А. Кузнецов</i>	582
Глава VI. Тектоника	593
Введение. <i>И. В. Луцицкий</i>	593
Таймырская складчатая область. <i>Ю. Е. Погребницкий, Ф. Г. Марков</i>	596
Усть-Енисейская и Хатангская впадины. <i>В. Н. Сакс</i>	604
Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности. <i>А. А. Булынников,</i>	
<i>А. Н. Ростовцев</i>	613
Сибирская платформа. <i>Н. С. Зайцев</i>	620
Енисейский кряж. <i>Г. И. Кириченко</i>	639
Рыбинская впадина. <i>Н. С. Зайцев</i>	644

	Стр.
Восточный Саян. <i>А. А. Предтеченский</i>	647
Кузнецкий Алатау. <i>Д. И. Мусатов</i>	653
Минусинский прогиб. <i>И. В. Луцицкий</i>	661
Западный Саян. <i>Л. П. Зоненшайн</i>	674
Общая сводка. <i>И. В. Луцицкий</i>	683
+ Глава VII. История геологического развития. <i>И. В. Луцицкий</i>	690
Глава VIII. Геоморфология	706
Введение. <i>В. Н. Сакс</i>	706
Таймырская горная область. <i>В. Д. Дибнер</i>	707
Усть-Енисейская и Хатангская впадины. <i>В. Н. Сакс</i>	714
Средне-Сибирское плоскогорье и Енисейский кряж. <i>А. А. Макарова</i>	718
Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности. <i>В. А. Зубаков</i>	724
Восточная часть Саяно-Алтайской горной области. <i>В. С. Суворова</i>	730
Общая сводка. <i>В. Н. Сакс</i>	737
Литература	743

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР. КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ
ТОМ XV. ЧАСТЬ I

Редакторы издательства *Л. Г. Китаенко,*
А. М. Поспелова
Техн. редактор *О. А. Гурова*
Корректор *В. А. Бобринская*

Сдано в набор 27/III 1961 г.
Подписано в печать 11/IX 1961 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 69,87+1,71 вкл.
Уч.-изд. л. 71,3 Бум. л. 26,13 Тираж 700 экз.
Т-10807 Зак. 286

Картфабрика Госгеолтехиздата
Ленинград В-26, 19 линия, д. 20



